

**ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СЦЕНАРИИ
ПОЗДНЕМЕЛОВОГО–РАННЕПАЛЕОГЕНОВОГО ВРЕМЕНИ
В ПРЕДЕЛАХ СЕВЕРНОЙ ПЕРИФЕРИИ ТЕТИСА**

Рассматриваются 20 рубежей экосистемных перестроек, которые являлись границами этапов эволюции палеосреды и биоты (главным образом, фораминифер). Анализируются геологические и палеогеографические события и факторы, вызывавшие экосистемные перестройки и кризисы, а также их палеобиогеографические последствия. Приводится палеобиогеографическое и батиметрическое районирование Северо-Западной Евразии по планктонным и бентосным фораминиферам. Дается характеристика палеоценовых экзон бентосных фораминифер различных батиметрических поясов.

V.N. Beniamovski

**LATE CRETACEOUS–EARLY PALEOGENE
PALAEOBIOGEOGRAPHIC SCRIPTS
FOR THE NORTHERN PERIPHERY OF TETHYS**

20 boundaries of ecosystem reorganizations which were borders of stages of evolution paleoenvironment and biota (mainly foraminifera) are considered. Are analyzed geological and palaeogeographic events and the factors caused ecosystem reorganizations and crises, and also their palaeobiogeographic consequences. It is resulted palaeobiogeographic and bathymetric division into districts of Northwest Eurasia on planktonic and benthic forams. The characteristic of Paleocene benthic foraminiferal ecozones various belts is given.

ВВЕДЕНИЕ

В.В. Меннер придавал большое значение палеобиогеографическим исследованиям. Он писал, что «пространственная протяженность стратонов устанавливается только по результатам палеобиогеографического анализа» [Меннер, 1971]. При этом он разъяснял, что это касается стратонов провинциального ранга, поскольку их географическое распространение и границы площади развития полностью адекватны обуславливающим их биохориям. В другой статье В.В. Меннер [1979] дает краткий анализ некоторых известных палеобиогеографических исследований и показывает, что на их основе было: во-первых, выработано зональное расчленение, во-вторых, проведены уточнение и детализация стратиграфических схем, в-третьих, охарактеризованы особенности биофациального строения, этапность развития бассейнов и реконструирован ход тектонических преобразований регионов.

В.В. Меннер и его ученики считали, что стратиграфия и палеогеография (в том числе и палеобиогеография) взаимосвязаны и дополняют друг друга. Д.П. Найдин [1973] писал: «без палеогеографии нет стратиграфии», а

Ю.Б. Гладенков [2004] считает, что «стратиграфия XXI века все больше становится стратиграфией экосистем».

Эти положения иллюстрируются данной статьей.

Один из разделов ее (наибольший по объему) посвящен анализу перестроек и кризисов экосистем в интервале от сеномана до олигоцена. Этот раздел построен на материале Северо-Восточного Перитетиса и его окружения. Для оценки масштабов абиотических и биотических изменений привлечены материалы из других регионов, в частности Дальневосточного. Освещение основных рубежей экосистемных перестроек и кризисов позволяет наметить периодизацию геологических событий, свершавшихся в рассматриваемом регионе на протяжении конца меловой и начала палеогеновых эпох.

В этом, так же как и в следующих двух разделах данной статьи, посвященном батиметрической зональности бентосных фораминифер палеоцена данной территории и опыту построения палеобиогеографических карт и схем, затрагиваются различные палеобиогеографические аспекты, как-то: палеобиогеографическое районирование (пояса, области, провинции, батиметрические зоны и связанные с ними различные водные массы), проливы и их динамика (влияние проливов и их систем, а также течений для взаимообмена водными массами и биотами), климатические флуктуации и миграции планктонных фораминифер.

РУБЕЖИ ЭКОСИСТЕМНЫХ ПЕРЕСТРОЕК

В пределах рассматриваемой территории в течение позднего мела – начала кайнозоя (от сеномана до приабона) выделяются 20 перестроечных экосистемных рубежей разного масштаба (от региональных до глобальных). Они приурочены к границам подъярусов, ярусов и зон.

1. Рубеж сеномана и турона. Этот рубеж соответствовал пику глобальной эвстатической трансгрессии [Наг et al., 1987], с которой в Северном Перитетисе было связано распространение характерного вида белемнителлид с весьма узким вертикальным диапазоном – *Actinocamax (Preactinocamax) plenus* (Blainville), прослеживаемого через всю Европейскую палеобиогеографическую область (ЕПО) от Англии на западе до Туркмении (Копетдаг) на востоке [Найдин, 1996]. Единичные ростры вида обнаружены за пределами ЕПО в Среднеазиатской палеобиогеографической области на границе Таджикистана и Афганистана. Появление пленусов так далеко на юго-восток от основных районов их обитания произошло в результате внедрения в Таджикское море относительно холодных вод ЕПО [Джалилов и др., 1986].

Рассматриваемый рубеж отмечен глобальным событием – ОАЕ2 (Oceanic Anoxic Event – всесветное океаническое бескислородное событие под номером 2, в отличие от апт-альбского под номером 1). В многочисленных разрезах Перитетиса, Тетиса, Пацифики как в шельфовых, так и в пелагических фациях на рубеже сеноман/турон присутствуют сапропелевидные темные битуминозные прослои, обогащенные $C_{орг}$ [Веймарн и др., 1998]. В Крыму (разрез Аксудере) общее содержание $C_{орг}$ колеблется от

0,12–0,16 до 5,9–7,2%. Некоторые прослои содержат повышенные концентрации Cu, Zn, V и некоторых других биофильных металлов [Веймарн и др., 1998]. Образование сапропелевидных черных битуминозных прослоев в Крыму происходило в понижениях на террасах материкового склона. Изотопный шифт $\delta^{13}\text{C}$ – 4–5‰ объясняется влиянием холодного океанического апвеллингового течения, действовавшего вдоль южнокрымского склона [Кораевич, Kuzmicheva, 2002].

Граница сеноман/турон по планктонным фораминиферам располагается внутри зоны *Whiteinella archeocretacea*, которая характеризуется массовостью многокамерных высокотрохоидных *Praeglobotruncana*, *Whiteinella*, *Brittonella*, а также *Hedbergella* и *Dicarinella*. Как показывают наблюдения в крымских разрезах [Веймарн и др., 1998], состав бентосных фораминифер в образцах вблизи черных прослоев резко обедняется, а в черных прослоях они практически отсутствуют. Таксономическое разнообразие планктонных фораминифер также снижается по мере приближения к сапропелевидному слою. Сначала полностью исчезают представители рода *Rotalipora*, затем – *Praeglobotruncana* и *Dicarinella*, потом *Whiteinella* и в конце концов остаются лишь мелкие *Hedbergella* или *Heterohelix*. Следует подчеркнуть, что исчезновение рода *Rotalipora* было стимулировано ОАЕ2.

Д.П. Найдин [1995] выделяет турон–коньяк как отдельную секвенцию в верхнемеловой толще Восточно-Европейской платформы (ВЕП).

Рубеж сеномана и турона на северо-востоке Западно-Сибирской провинции (ЗСП) Арктической области (Усть-Енисейский регион) отмечен некоторыми событиями [Захаров, Лебедева, Маринов, 2003]. К абиотическим относятся, во-первых, образование толщи черных глин мощностью около 20 м, а, во-вторых, смена континентальных условий (в предпозднесеноманское время) на относительно глубоководные – в позднем сеномане и раннем туроне. Переходное сеноман-туронское время отвечает пику тепла. К биотическим событиям отнесены: появление в конце сеномана представителей тихоокеанской ветви *Inoceramus* (*Inoceramus*) *ginterensis* Perg. и космополитных крупнораковинных аммонитов рода *Placentiaceras* и более мелких *Borrasiakoceras*, иноцерамов *Inoceramus* (*I.*) *pictus* Sow., «шипастых», гастропод рода *Aporrhais*. В раннем туроне отмечены появление в массовом количестве космополитного рода митилоидных иноцеромов *I. (Mytiloides) labiatus* Sow. и миграция в Заполярье (Карское море) планктонных фораминифер рода *Hedbergella* [Василенко, 1997]. На фоне позднесеноман-раннетуронской трансгрессии и выравнивания климата развиваются сходные в различных регионах Северного полушария альгофлоры.

Бореальные водные массы через Тургайский пролив сообщались с перитетическими, о чем свидетельствует присутствие в Северном Приаралье в верхнесеноманских–нижнетуронских отложениях типичных для Западной Сибири бентосных фораминифер *Gaudryina filiformis* и *Haplophragmoides semiinvolutus* [Липман, Хохлова, 1964]. Первый из этих видов был космополитен, поскольку широко распространен в ЕПО: Московская синеклиза, север Средней Азии, Англия [Жукова, 1963; Олферьев и др., 2000; Hart, 2000]. Определенное сходство между комплексами бентосных фораминифер За-

падно-Сибирского моря и бассейнов Средней Азии в конце сеномана – начале турона отмечала В.М. Подобина [1975]. Таким образом, с этого времени начинает действовать меридиональная (долготная) коммуникационная система между Тетисом (Перитетисом) и Арктикой, включающая внутренние эпиконтинентальные бассейны – Западно-Сибирское море и Тургайский пролив [Подобина, 1975; Найдин, 2001, 2003; Беньямовский, 2003; Beniamovski, Koraevich, 2002a, б]. Возникшая на рубеже сеномана и турона указанная долготная система с некоторыми перерывами или ослаблениями (например, в коньяке и кампане) продолжала функционировать до начала среднего олигоцена. В позднем мелу и в раннем палеогене различные морские организмы – аммониты, водоплавающие (нелетающие) птицы, остракоды, диатомеи, фораминиферы перемещались по этому пути из евразийских морей в бассейны Северной Америки и в противоположном направлении через водные пространства Арктики [Подобина, 1975, 2000; Найдин, 2001, 2003; Barton, 1985; Marinkovich et al., 1990].

О.А. Корчагин на основании обобщения опубликованных данных и собственных наблюдений по ряду среднеазиатских разрезов охарактеризовал ряд событий планетарного масштаба, произошедших в конце сеномана – начале турона [Кузнецова, Корчагин, 2004]. Он отмечает: 1) потепление климата, что отразилось в высоких температурах поверхностных вод не только в низких широтах (Израиль – до 32–33 °С), но и в средних (Англия – 27–28 °С); 2) замедление вертикальной циркуляции водных масс (по ограниченному распространению в это время однокилевых спирально-уплощенных планктонных фораминифер), следствием которого могло быть, возможно, накопление «черных сланцев»; 3) образование двух систем латеральной циркуляции поверхностных вод: одной в Западном полушарии, где теплые воды перемещались с юга на северо-запад и вместе с ними в этом направлении мигрировали булавовидные тепловодные *Clavhedbergella*, а другой в Восточном полушарии – умеренно холодные глубинные воды перемещались с северо-запада на юго-восток (по миграции белемнитов *Praeaectinocamax plenus*). На фоне теплого климата ряд седиментационных признаков указывает на кратковременные похолодания, с глобальностью которых некоторые исследователи связывают образование «черных сланцев». Присутствие бора в отложениях терминального сеномана – основания турона на юге Таджикистана (зона *Sciponoceras gracile*) О.А. Корчагин связывает с кратковременным похолоданием и последующим опреснением донных вод.

II. Начало среднего турона (зона бентосных фораминифер *Gavelinella moniliformis*). В это время произошло следующее преобразование палеолабшафтов и биоты, которое было связано с обширной эвстатической трансгрессией.

Последняя последовала после регрессии, охватившей ВЕП, на которой нижнетуронские отложения почти повсеместно размыты, а среднетуронские залегают несогласно на отложениях альба–сеномана и более древних породах. Углубление морей ВЕП и Мангышлака в середине турона обусловило миграции в эти бассейны глубоководных килеватых уплощенных глуботрункан. Начало среднего турона – поворотная веха в истории осадконакопления ВЕП и

Мангышлака, поскольку с этого времени здесь начинается карбонатный этап осадконакопления. До среднего турона на очерченной территории разрезы сложены терригенными разностями – некарбонатными глинами, песками и песчаниками, а со среднетуронского уровня и выше (вплоть до середины палеоцена) они представлены мергелями, известковыми глинами, мелом и известняками. Это сопровождалось появлением и расселением богатых и разнообразных комплексов бентосных и планктонных фораминифер, моллюсков и иглокожих. Необычайное сходство верхнемеловой фауны запада и востока ЕПО поражает и было давно подмечено ранними исследователями стратиграфии верхнего мела ВЕП и Закаспия. На обширнейшей территории ЕПО распространены одни и те же фораминиферы, белемниты, мшанки, иноцерами, иглокожие и другие группы фауны. Это обстоятельство позволило выделить или легко сопоставить зональное деление по различным группам микро- и макрофауны в западной и восточной частях ЕПО [Найдин и др., 1984; Беньямовский, Копаевич, 2001].

III. Рубеж коньяка и сантона. Этот рубеж отвечает очередной эвстатической трансгрессии. Сантон, по Д.П. Найдину [1995], – отдельная секвенция в цепочке позднемеловых секвенций ВЕП. Одним из реперных явлений этого времени в бассейне Нижнего Поволжья следует считать широкое расселение и значительное разнообразие поселений кремниевых губок: гексактинеллид и в меньшей степени – демоспонгий. Этот этап выражен радиацией губок на видовом и родовом уровне [Первушов, 1998] в связи с изменениями в перемещении водных масс [Волков, Найдин, 1994], трансгрессивными тенденциями в развитии бассейна. Из организмов с кремниевыми элементами скелета кроме губок бурное развитие получили радиолярии, которые осваивали наиболее спокойные мелководные и глубоководные участки Поволжского бассейна [Ахлестина, Иванов, 2002]. Среди радиолярий Волгоградского Поволжья присутствуют виды как тетических бассейнов, так и Западно-Сибирского моря [Брагина и др., 1999].

О палеобиогеографических связях европейской и западносибирской биот свидетельствует одновременное появление как в ЕПО, так и в Западно-Сибирской провинции двустворчатых моллюсков рода *Sphenoceramus* и вида *Oxytoma tenuicostata*, а также максимальное развитие на северо-востоке Западно-Сибирского моря диноцист родов *Chatangiella*, *Trithyrodinium*, *Spinidinium*, *Alterbidinium*, *Isabelidinium* и др. [Захаров, Лебедева, Маринов, 2003; Беньямовский, Копаевич, 2004].

Возникает вопрос: как шло сообщение бореального Западно-Сибирского моря с бассейном Восточно-Европейской платформы? Г.Н. Папулов [1974] гипотетически допускал путь из Западно-Сибирского моря в бассейн Восточно-Европейской платформы через сравнительно короткий широтный пролив на территории Среднего Урала, «поскольку в районе г. Тагила известны наиболее восточные выходы осадков сантонского моря Западной Сибири и они расположены всего в 200 км от крайнего северного выхода отложений залива Русской платформы, у г. Красноуфимска». Вероятно, пролив возник на рубеже коньяка и сантона. Этот пролив назван Э.О. Амоном [2001] «среднеуральским» и показан им для позднекампан-

ского времени. По нему осуществлялось в раннем сантоне взаимное влияние бореальных и перетитических вод [Беньямовский, Копаевич, 2004].

Во время позднеконьякско-раннесантонского эвстатического повышения уровня Мирового океана на север Тургайского пролива устремились южные воды Туранского моря и вместе с ними туда вселились космополтный иноцерам *Sphenoceramus cardissoides* и среднеазиатские тригонииды двух родов *Korobkovitrigonia* и *Apitrigonia*, которые найдены в нижнесантонских песках в карьере окрестностей г. Кустанай [Пояркова, 1990]. Коробковитригонии – это теплолюбивые моллюски с толстой массивной раковиной. Их родиной считаются меловые бассейны Мангышлака и Средней Азии. Они не известны в акваториях Восточно-Европейской платформы. Апитригонии охватывают гораздо более широкий ареал, поскольку более эвригаллины. В пределах бывшего СССР они известны в меловых отложениях Северной Пацифики (Приморье, Сахалин и Камчатка) и Средней Азии. Таким образом, на двух позднемеловых рубежах Тургайский пролив служил путем внедрения в Западно-Сибирское море видов не только ЕПО, но и Среднеазиатской области, а также возможной связью с Северо-Тихоокеанской областью по южному Гималайско-Афганскому направлению. Этот сценарий повторился, как будет показано ниже, и в раннем палеогене.

IV. Граница сантона и кампана. Эта граница связана с удивительным феноменом очень узкого стратиграфического и широчайшего географического распространения бесстебельчатых морских лилий – уинтакринусов *Uintacrinus socialis* Grinnell и сменяющих их выше марзупитов *Marsupites testudinarius* Schloth. Этот дубль бесстебельчатых морских лилий известен из терминального сантона в различных палеобиогеографических поясах, областях и провинциях: в Северной Америке, западной части Евразии (от Англии до Копетдага), Южной Индии, Северной Африки, на Мадагаскаре и даже в Восточной Австралии [Gale et al., 1995]. Отложения с *Uintacrinus socialis* и *Marsupites testudinarius* в пределах Северо-Восточного Перитетиса прослежены в Крыму, на Северном Кавказе, Мангышлаке, в Восточном Прикаспии и в Копетдаге [Атлас..., 1959; Найдин и др., 1984].

Отложения с *Uintacrinus* и *Marsupites* отвечают эвстатической глобальной трансгрессии конца сантона, которая в литературе известна под названием «марзупитовая трансгрессия» [Hancock, 1992]. В Европе развивалась одновременно с вернигеродской фазой субгерцинского орогенеза [Найдин, 1995]. За ней после кратковременной глобальной регрессии следует следующая раннекампанская трансгрессия, которая на востоке ЕПО, по мнению Д.П. Найдина [1995], отвечает «птериевым слоям», залегающих в солянокупольных структурах Восточного Прикаспия с угловым несогласием. В Западной Европе для раннекампанской трансгрессии применяется термин «*pilula*-трансгрессия», по появлению характерного для основания кампана мелкого морского ежа – *Ofaster pilula*.

Позднесантонская «марзупитовая» и раннекампанская «*pilula*» трансгрессии также прослеживаются и во Внутреннем бассейне Северной Америки [Hancock, 1992].

На севере Западно-Сибирской провинции Арктической области в Усть-Енисейской и Хатанской впадинах рубежу сантон/кампан отвечает интервал стандартной последовательности иноцерамов. В нижней части появляется *Sphenoceramus pinniformis*, выше – *S. patootensis* и, наконец, – *S. patootensiformis* [Хоментовский и др., 1999]. Выше иноцерамы в Западной Сибири неизвестны. Исчезновение иноцерамов в начале кампана является событийным маркером, и этот уровень хорошо прослеживается в Западной Сибири [Захаров, Лебедева, Маринов, 2003].

Южная часть Западно-Сибирского моря на границе его с Тургайским проливом представляла собой экотонную зону, в которой водные массы были стратифицированы на донные с бореальными (западносибирскими) бентосными фораминиферами [Амон, 1990] и поверхностные, в которых плавали тетические акулы *Anocorax*, *Paraanocorax*, *Pseudoisurus*, *Eostriatolamia*, *Hybodus* [Железко, 1989].

В Дальневосточном регионе (Сахалин) сантон-кампанское событие тоже было отмечено кардинальными изменениями в развитии аммоноидей и иноцерамид [Языкова, 2000]. Среди аммонитов в самом конце сантона появляются первые представители семейства *Pachydiscidae*, которое затем продолжало господствовать до конца мелового периода. На смену груборебристым толстостенным раковинам акантоцератид пришли более тонкостенные пахидисциды. Среди иноцерамид исчезают плоские раковины со сглаженной ребристостью и двойной струйчатостью. На смену им приходят овально-вытянутые формы с четкой равномерной ребристостью, а также появляются первые представители иноцерамид с радиально-ребристой скульптурой раковины и уникальным строением связочного аппарата.

V. Рубеж раннего и позднего кампана. Этот рубеж ознаменовался эвстатической трансгрессией, которой предшествовала регрессивная обстановка. Следствием этих процессов является то, что во многих разрезах востока ЕПО (особенно в прибрежной зоне) между нижне- и верхнекампанскими отложениями наблюдается крупное несогласие, а в Западном Примугоджарье отложения верхнего кампана трансгрессивно залегают на палеозойских породах [Найдин, 1995]. В рассматриваемый интервал в Восточно-Прикаспийском море мергельный тип осадконакопления сменился глинистым.

На этом рубеже происходят заметные изменения среди фораминифер и белемнителлид в ЕПО, которые связаны с исчезновением среди фораминифер аномлинид *Gavelinella stelligera*, *G. dainae*, *Pseudogavelinella clementiana clementiana* и появлением *P. clementiana laevigata*, *Brotzenella monterelensis*; увеличением доли агглютинирующих и планктонных фораминифер, среди которых доминантами становятся планомалиниды и хетерохелициды; повсеместным распространением среди белемнитов *Belemnitella mucronata*.

В этот отрезок геологического времени отмечается вторая экспансия южных планктонных фораминифер (четыре рода: *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Globigerinelloides* и *Rugoglobigerina*) на северо-восток Западно-Сибирского моря [Захаров и др., 2003].

По О.А. Корчагину, широчайшее расширение в позднем кампане ареала планктонных орнаментированных фораминифер вида *Rugoglobigerina*

rugosa в Северном полушарии (до широты севера Западной Сибири, о-ва Ванкувер, Манитобы) и в Южном полушарии (до побережья Антарктиды) может свидетельствовать о низком температурном градиенте между поверхностными водами из разных широт и о проникновении теплых субтропических поверхностных вод в высокие широты [Кузнецова, Корчагин, 2004].

VI. Начало второй половины позднего кампана (нижняя граница зоны *Belemnitella langei* – по белемнитам или зона *Globorotalites emdyensis* s.l. – по бентосным фораминиферам). Это граница следующего этапа в развитии морской биоты.

В зоне *Globorotalites emdyensis* s.l. появляется комплекс фораминифер, который характеризуется значительным обновлением и гораздо более тесной связью с последующим комплексом, нежели с предшествующим.

Начиная с этого уровня, в ассоциациях бентосных фораминифер севера Тургайского пролива и юга Западной Сибири резко возрастает число европейских видов и становится возможным прямая корреляция зонального деления по бентосным фораминиферам Южного Зауралья и восточной части ЕПО [Кисельман, 1969; Амон, 1990; Beniamovski, Koraevich, 2002a, b].

VII. Переходный интервал от кампана к маастрихту. Этот период охарактеризован частыми изменениями уровня моря и серией несогласий в разрезах Восточно-Европейской платформы [Найдин, 1995; Найдин и др., 1984]. В ЕПО в маастрихте повсеместно получает распространение писчий мел. А среди белемнитов прослеживается внезапная смена рода *Belemnitella* родом *Belemnella*. Среди бентосных фораминифер фиксируется вымирание представителей родов *Pseudogavelinella* и *Globorotalites*, которые являлись типичными и широко распространенными компонентами сообществ в предшествующее время. Исчезновение этих родов на рубеже кампан/маастрихт является первым «звонком» ступенчатого вымирания ряда групп морской биоты к концу мела.

Открывается Аятский пролив, располагавшийся в Орском грабене между Южным Уралом и Мугоджарами [Амон, 2001]. Через Аятский и Тургайский проливы увеличивается поступление тетических водных масс в южную половину Западно-Сибирского моря, где кремнисто-терригенные отложения сантона–кампана сменяются вверх карбонатно-терригенными образованиями ганькинской свиты маастрихта [Умова и др., 1968]. Число европейских видов в северотургайских комплексах достигает 50% [Амон, 1990; Beniamovski, Koraevich, 2002a, b]. Часть из них расселилась севернее – в Западно-Сибирском море [Кисельман, 1969]. Среди них отмечаются виды, характерные для нижнего кампана ЕПО: *Bolivinoidea decoratus*, *B. laevigatus*, а другие – для верхнего кампана: *Heterostomella foveolata*, *Neoflabellina praereticulata*, *Bolivinoidea miliaris* и нижнего маастрихта: *Neoflabellina reticulata*, *Brotzenenella complanata*. Комплексы этой части Западно-Сибирского моря носят экотонный характер, так как, наряду с европейскими иммигрантами, в подавляющем количестве встречаются местные западносибирские виды (среди которых преобладают агглютинирующие формы). Северная часть Западно-Сибирского моря продолжала оставаться под влиянием бореальных вод Арктической области, в микробиоте которой господствовали агглюти-

нирующие виды фораминифер и радиолярии [Фораминиферы..., 1964; Клясельман, 1969; Beniamovski, Koraevich, 2002b).

VIII. Рубеж маастрихта и дания (или мела и палеогена). Это крупнейший глобальный биотический кризис, который привлекал и продолжает привлекать внимание исследователей различного профиля.

Граница между маастрихтскими и датскими отложениями на большей части Северного Перитетиса располагается в единой карбонатной формации (циклотема). В подавляющем большинстве разрезов на белых пясчых мелах маастрихта несогласно залегают отложения датского яруса, чаще всего представленные светлыми известняками и уплотненным мелом. На большей части Западной Сибири также наблюдается литологическая близость глинистых отложений ганькинского горизонта маастрихта и талицкого горизонта палеоцена, между которыми отмечается нерезко выраженное несогласие [Шацкий, 1978].

Литологическая близость маастрихтских и датских отложений резко контрастирует с кризисной перестройкой в биоте на рубеже маастрихта и палеогена, которая уже давно была подмечена стратиграфами. Она выражается в исчезновении почти всей маастрихтской биоты и появлении новых таксонов – родоначальников палеогеновых групп морской и наземной фауны. Это хорошо демонстрируется по планктонным и бентосным фораминиферам Северного Перитетиса и его южного обрамления.

Почти все планктонные фораминиферы вымерли в конце маастрихта [Маслакова, 1978; Caron, 1985]. Лишь единичные низко специализированные виды исчезли в самом начале раннего дания [Pardo et al., 1999]. Бентосные фораминиферы – обитатели шельфовых морей – тоже в подавляющем числе вымирают к началу палеоцена. Хотя отдельные виды, которые начали свое развитие в конце мела, перешли в даний и либо закончили свое существование в палеоцене или дали начало адаптивным морфологическим преобразованиям [Маслакова, Нгуен ван Нгок, 1975; Бугрова, 1999].

В противоположность шельфовым глубоководные (батыаль-абисальные) бентосные фораминиферы разных палеобиогеографических поясов и областей демонстрируют низкую скорость вымирания на рассматриваемом рубеже [Мятлюк, 1970; Kaiho, 1992; Spreijer, 1994]. Например, такая картина наблюдается в глубоководных отложениях двух очень удаленных друг от друга регионов – Карпат и о-ва Хоккайдо [Мятлюк, 1970; Kaiho, 1992]. С этим согласуются данные по бентосным фораминиферам п-ова Ильпинский на юге Корякского нагорья, где одна и та же зона бентосных фораминифер Rzehakina kakiuneisa охватывает терминальный мел и низы палеоцена [Волбуева и др., 1994].

К. Кайхо [Kaiho, 1992] обосновывает слабые изменения среди глубоководных фораминифер на рубеже мел–палеоген тем, что глубже 150 м (в афотической зоне) фораминиферы мало или почти не подвергались воздействию губительных кислотных импактных дождей и поэтому смогли выжить в этот критический интервал геологической истории Земли.

В Северо-Западной Евразии рубеж маастрихт–даний отмечен обширной глобальной эвстатической регрессией. Морские условия сохранились толь-

ко в Североморско-Датской впадине, в юго-западной части Туранской плиты, в Тетисе и в некоторых местах пограничной с ним зоны [Беньямовский, 2003]. Осушение Западно-Сибирского моря позволило троходендроицесовой флоре Центральной Сибири распространиться на запад до Северо-Восточного Урала (район среднего течения р. Лозьвы), откуда А.Н. Криштофовичем описана троходендроицесовая флора [Ахметьев, 1995]. Прерывание морских условий является одной из причин кризиса морской биоты на мел-палеогеновом рубеже [Алексеев, 1998].

Терминальный маастрихт отмечен значительным глобальным потеплением поверхностных вод Мирового океана, длившимся 400 тыс. лет и сменившемся на похолодание (последние 50 тыс. лет маастрихтского века), которое продолжилось в раннем дании. В фазу температурного оптимума, которое сопровождалось эвстатической трансгрессией, тепловодный вид планктонных фораминифер *Pseudotextularia elegans* расширил свой ореал как в Южном, так и в Северном полушарии на 16–20°. Появление *Pseudotextularia elegans* в терминальном маастрихте четко фиксируется в разрезах Восточно-Прикаспийского и Мангышлакских бассейнов. В Поволжском водоеме этот вид появляется в сопровождении тепловодного нанопланктона [Alekseev et al., 1999] и тетического вида радиолярий *Amphipyndax tylotus* [Тур, Казинцова, 2004]. Холодноводными условиями раннего дания объясняется вымирание редких и неспециализированных маастрихтских форм планктона в самом начале дания [Pardo et al., 1999].

Оригинальную гипотезу, объясняющую массовое вымирание планктонных позднемеловых фораминифер, высказал О.А. Корчагин. По его мнению, повышение палеотемпературы глубинных вод в гидросфере на рубеже мела и связанное с этим событием понижение вязкости вод могли явиться причиной быстрого вымирания практически всех позднемеловых планктонных глоботрунканид, обладавших тяжелыми орнаментированными раковинами. Низкая вязкость стала препятствием к их флотации – фораминиферы просто «тонули» в воде [Кузнецова, Корчагин, 2004].

IX. Рубеж раннего и среднего дания (начало зоны *Globoconusa daubjergensis*). В это время произошла обширная глобальная эвстатическая трансгрессия и море вновь возвратилось в те географические рамки, которые оно занимало в маастрихте [Беньямовский, 2003]. Характерные виды среднетатского планктона (*Globoconusa daubjergensis*, *Globanomalina pseudobulloides*, *Subbotina varianta*) мигрируют на север и почти достигают центральной части Западной Сибири [Амон, 1987, 1990]. Показательно, что такой же процесс миграции тепловодных планктонных фораминифер синхронно происходил в морях, омывавших Евразию с северо-востока. Здесь отмечена миграция среднетатских планктонных фораминифер *Subbotina triloculinoides*, *S. aff. fringa*, *Globanomalina pseudobulloides*, *G. trinidadensis* приблизительно на 2000 км севернее своего постоянного проживания – до Анадырской впадины на севере Корякского нагорья [Алабушева, 1989; Беньямовский, Гладенков, 1996].

В среднетатское время в Северо-Западной Евразии установился тот режим течений и палеобиогеографических связей, который сохранился до

середины ипра [Беньямовский, 2003]. Обмен водными массами и биотами между Арктикой и Тетисом происходил по долготной коммуникационной системе (Западно-Сибирское море, Тургайский пролив и Орский пролив-ворота) и между Тетисом и Атлантикой осуществлялся по широтной коммуникационной системе (Днепровско-Донецкое море, Припятский и Польский проливы). Установилась система течений меридиональной и широтной ориентации. К меридиональным течениям относились: северное – вдоль восточного склона Урала по вектору север–юг, «поставлявшее» из Арктического водоема бореальную водную массу и кремнистую биоту, и южное течение из Тетиса через Тургайский пролив по вектору юг–север, способствовавшее расселению перететических фораминифер и остракод. Течения широтной ориентации с востока на запад вдоль берега Перитетического бассейна и в противоположном направлении с запада на восток способствовали обмену водными массами и биотой западных и восточных бассейнов ЕПО и окружающих акваторий. Эти течения уже изображались на мезойско-кайнозойских палеогеографических картах Северо-Западной Евразии [Умова и др., 1968; Гольберт и др., 1968; Волков, Найдин, 1994].

К этому времени в Северном Перитетисе сформировались два комплекса бентосных фораминифер. Один – северный – был распространен в бассейнах Дании, Польши, Крыма и более восточных морей ЕПО. Другой – более тепловодный (тропический) был распространен в водоемах Северной Франции, Бельгии (Монский бассейн), Южной Голландии (Лимбург). На основании различий этих двух ассоциаций польскими микропалеонтологами К. Пожарыской и Я. Шехура [Pożaryska, Szczechura, 1968, 1970; Szczechura, Pożaryska, 1971] выделялись в датское время две провинции – «бореальная», охватывавшая бассейны Дании, Южной Швеции и Южной Прибалтики, Днепровско-Донецкого моря и Крыма, и «меридиональная», которая располагалась в пределах Парижско-Бельгийского бассейна и водоема Южной Голландии. Разница была столь значительна, что возникло предположение о существовании физического барьера между бассейнами с тропическим и «бореальным» комплексами не только у микропалеонтологов [Pożaryska, Szczechura, 1968], но и у О.В. Амитрова [1993], исследующего гастроподы. Граница водных масс была столь резка, что исследователи невольно приходили к мысли о существовании сухопутной перемычки.

Х. Рубеж среднего и позднего дания (нижняя граница зоны Praemurica inconstans). Этот (монский) этап характеризовался расширением ареалов распространения тропических (монских) бентосных фораминифер, чему, по-видимому, способствовали: 1) монская эвстатическая трансгрессия, 2) западное течение и 3) потепление. О наступлении монского моря после некоторой регрессии в конце датского времени свидетельствует несогласное залегание монских отложений на датских в Юго-Западном Крыму [Горбач, 1972, с. 41]. Залегание лузановских слоев с монской фауной гастропод на кристаллическом фундаменте Украинского щита [Амитров, 1993] является еще одним подтверждением монской трансгрессии. О потеплении в монское время, по мнению Л.П. Горбач и В.В. Шехоткина, говорит распространение своеобразного окремнения типа кремневых кор – силькретов в самых верх-

них слоях кремневых нижнепалеоценовых фораминиферных известняков по долинам рек Бельбек и Кача в Горном Крыму. Наличие в Юго-Западном Крыму силькретов в кровле монских известняков, как считают упомянутые авторы, свидетельствует о существовании здесь в монское время субэвраль-ных условий с жарким климатом и чередованием засушливых и влажных периодов [Горбач, Шехоткин, 1979, с. 1175].

В монский этап отмечается проникновение теплолюбивых форм на территорию Северной Польши – разрез скважины в Поментово на Поморье [Pożaryska, Szczechura, 1968, 1970]. Здесь раковины тропических фораминифер мельче и имеют хуже развитую скульптуру, чем раковины тех же видов в Монском бассейне. Процент теплолюбивых форм невелик. Они встречаются в отношении 1 : 6 к остальным видам, что свидетельствует о незначительном влиянии теплого моря. Экспансия теплого моря через Польский пролив достигла Крыма.

Детальный анализ тропических фораминифер, произведенный Я. Шехура и К. Пожарыской [Szczechura, Pożaryska, 1971] после работ Е.К. Шуцкой [1958] и М.В. Ярцевой [1966], показал, что 70% видов, распространенных в Крыму, свойственны и монскому комплексу Бельгии. В Крыму в конце монса создались, как считают Я. Шехура и К. Пожарыска, оптимальные условия существования тропических фораминифер, поскольку они в монских отложениях Бельгии мельче, чем в Крыму [Szczechura, Pożaryska, 1971, с. 388]. Монские фораминиферы и остракоды распространились далее на северо-восток от Крыма в Причерноморский бассейн, где они отмечены в верхних частях нижнепалеоценовых отложений окрестностей г. Мелитополя [Коненкова, 1977; Коненкова, Шеремета, 1968].

«Биостратиграфическое ядро» монского яруса, установленное в окрестностях г. Монса, образовано своеобразным комплексом двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Оно прослеживается на огромном протяжении в широтно ориентированной полосе, протягивающейся от европейского побережья Атлантики на западе, через Днепровско-Донецкий и Поволжский бассейны, Крым, Закаспий до Амударьи и Таджикской депрессии [Архангельский, 1905; Каханова, Яркин, 1966; Горбач, 1982; Давидзон и др., 1982; Амитров, 1993].

Среди планктонных фораминифер происходят существенные изменения, связанные с появлением и развитием группы *Praemurica inconstans* – *P. uncinata*.

XI. Рубеж дания и зеландия. Этот рубеж отвечает смене карбонатного осадкопления, продолжавшегося с позднего мела, на терригенное и терригенно-карбонатное, что хорошо демонстрируется разрезами Североморско-Датской впадины (стратотипический и другие разрезы Ютландии и Южной Швеции) и Северного Каказа (например, опорный разрез по р. Хеу). Таким образом, зеландское время стало поворотным в истории палеоценового осадконакопления. Нижняя граница зеландия соответствует появлению рода *Morozovella* – глобально прослеживаемого маркера. Отложения зеландия во многих разрезах Северного Перитетиса лежат несогласно с размывом части подстилающих пород, поскольку их образование связано с глобальной эвстатической трансгрессией, последовавшей после обширной регрессии.

ХII. Рубеж раннего и позднего зеладия (основание зоны *Igorina djanensis*). Рубеж отвечает новой трансгрессивной фазе, с которой начинаются образования некоторых свит и горизонтов (например, качинского горизонта в Крыму).

Показательны в этом отношении исследования фораминифер, проведенные нами по разрезу р. Хеу Минераловодского района Северного Кавказа. Здесь в нижней части нальчикской свиты палеоцена наблюдается слой коричневых сапропелевидных глин, мощностью 0,9 м. В образце непосредственно ниже сапропеля содержится комплекс батиальных бентосных фораминифер экозоны *Nutallides truempyi* с преобладанием секреторных бентосных фораминифер. В сапропелевидном слое комплекс полностью меняется: секреторные виды исчезают и появляются многочисленные агглютинированные фораминиферы из астроризид, аммодисцид, литуолид, трохамминид и текстуляриид. Резко перестраиваются комплексы планктонных фораминифер – ассоциация с морозовеллами, субботинами и глобаномалинами зоны *Morozovella conicotruncata* сменяется комплексом зоны *Igorina djanensis* с единичными субботинами и игоринами.

Столь кардинальная перестройка (биотический кризис) объясняется апвеллингом водной массы, обедненной кислородом, из глубоководной флишево-турбидидно-олигостромной зоны Северо-Западного Кавказа в сторону более мелководной ступени Минераловодского района [Беньямовский, Щерба, 1999]. «Толчком» для апвеллинга явилась позднезелаандская трансгрессия зоны *Igorina djanensis*. Анаэробные условия водной среды вызвали мгновенную кризисную перестройку среди бентосных и планктонных фораминифер.

Следует отметить, что в Северо-Восточном Перитетисе с уровня *Igorina djanensis* начинается новый (качинский) этап развития планктонных фораминифер и абиотической среды [Щуцкая, 1970].

ХIII. Рубеж зеладия и танета. Этот рубеж отвечает нижней границе зоны планктонных фораминифер *Acarinina subsphaeica* и отмечен миграцией тепловодных тетическо-перитетических акаринин и субботин на север до широты нижнего течения р. Тобол [Беньямовский и др., 1995]. Такой же процесс миграции тепловодных планктонных фораминифер на север зафиксирован и в Северо-Тихоокеанской области, где танетские планктонные акаринины и субботины распространились далеко (более 2000 км) на север и достигли района п-ова Ильпинский Корякского нагорья [Беньямовский, Гладенков, 1996].

Синхронное расширение ареалов обитания тепловодных планктонных фораминифер в эпиконтинентальных морях Северо-Западной Евразии и в зоне перехода континента в океан Северной Пацифики объясняется, во-первых, глобальным потеплением, а, во-вторых, эвстатической трансгрессией, стимулировавшей перемещение тетических форм в бореальный пояс.

В Северо-Восточном Перитетисе отложения зоны *Acarinina subsphaeica* в подавляющем числе разрезов залегают трансгрессивно с размывом. Начало зоны отвечает крупной глобальной фазе развития планктонных фораминифер, характеризующейся началом массового развития акаринин [Щуцкая, 1970; Olsson et al., 1999].

В танете в результате эвстатического повышения уровня Мирового океана в Северо-Западном Предуралье образовалось обширное Тимано-Печорское море, открывавшееся в Арктический водоем и свободно сообщавшееся с Западно-Сибирским морем. В этом бассейне накапливались кремнисто-терригенные отложения с комплексами диноцист и диатомей, прослеживаемыми в Западной Сибири и в Северном Перитетисе [Орешкина и др., 1998; Iakovleva et al., 2000]. На этом рубеже в Западно-Сибирском бассейне повсеместно устанавливается кремнистое осадконакопление, представленное опоками и опокovidными глинами, реже диатомитами – люлинворская кремнисто-терригенная циклотема.

XIV. Рубеж танета и ипра. Известно, что на рубеже танета и ипра произошла серия глобальных событий, следы которых отчетливо прослеживаются в морях Северо-Восточного Перитетиса и его обрамлении [Гаврилов, Щербинина, 2004].

К абиотическим событиям относятся: 1) кратковременные эвстатические трансгрессивно-регрессивные циклы; 2) образование темносланцевого сапропелелоподобного горизонта, прослеживаемого на значительной площади Северного Перитетиса от Северного Кавказа до Копетдага; 3) начало температурного оптимума.

К биотическим событиям, коррелятивно связанным с абиотическими, относятся: 1) вымирание бентосных палеоценовых фораминифер, которое зафиксировано как среди мелководных, так и среди глубоководных фораминифер; 2) начало развития новых таксономических группировок среди планктонных и бентосных фораминифер, нанопланктона, диатомей, радиолярий и млекопитающих; 3) активизация миграционных процессов.

Внедрение детализированной шкалы [Беньямовский, 2001], где зона *asarinata* разделена на три биостратона, во-первых, позволяет более точно определить положение границы палеоцена и эоцена, а, во-вторых, дать стратиграфическую оценку быстро сменяющихся на рассматриваемом рубеже абиотических и биотических событий. По пути детализации пошли также и мои коллеги, занимающиеся изучением кремниевых групп планктона – радиолярий и диатомей. В пограничной палеоцен-эоценовой зоне радиолярий *Petalospiris foveolata* и диатомей *Moissevia uralensis/Hemiaulus proteus* ими выделены тоже три биостратона – подзоны А, В и С [Радионова и др., 2004].

XV. Рубеж раннего и среднего ипра (граница подзон *Mogozovella subbotinae* s.s. и *M. marginodentata*). Этот рубеж ознаменовался редукцией широтных морских коммуникаций между западными и восточными эпиконтинентальными морями Северного Перитетиса вследствие осушения Припятского пролива, происходившего в результате региональных блоковых движений. Днепровско-Донецкое море постепенно начинает превращаться в полуизолированный бассейн-залив.

Вследствие этого единый комплекс бентосных фораминифер Северного Перитетиса (каков он был в конце палеоцена) в начале ипра распался на две группировки с минимальным числом общих видов. Одна сформировалась на востоке Северного Перитетиса [Крымский, Скифский, Северо-Кавказский, Восточно-Прикаспийский и Туранский бассейны). Ассоциации бентосных

фораминифер очерченного водоема были близки к комплексам ипрских бентосных фораминифер Средиземноморья [Бутрова, 1988, 2002; Беньямовский, 1994]. В западной части Северного Перитетиса возникла другая группировка. Она была распространена в Североморском бассейне и в окружающих его Лондонском, Северо-Французском, Бельгийско-Голландском, Северо-Германском и Датском морских водоемах. Данная группировка имела много общих форм с ассоциациями бентосных фораминифер Северной Атлантики [Бутрова, 2002; Kaasschieter, 1961; The Northwest European Tertiary Basin, 1988].

Если в северо-западном секторе Евразии водоем осушался и превращался в полузамкнутый бассейн, то остальная часть эпиконтинентального морского пространства Северо-Восточного Перитетиса и соседствующих территорий, наоборот, становилась более мористой, поскольку отложения подзоны *M. marginodentata* в разрезах Крыма, Северного Кавказа, Восточного Прикаспия и Тургайского прогиба залегают трансгрессивно на подстилающих образованиях [Беньямовский и др., 1989, 1993, 1995; Найдин, Беньямовский, 1994]. Вместе с эвстатическим повышением уровня моря на север начали мигрировать теплолюбивые морозовеллы, ареал которых расширился от Северного Кавказа до середины Тургайского пролива. Следует отметить, что синхронные миграции тропических морозовелл до 60° с.ш. отмечены в раннем ипре в Северо-Западной Пацифике [Беньямовский, Гладенков, 1996].

Миграции тропических форм в средние-высокие широты Северного полушария связаны с климатическими оптимумом, начавшимся в конце палеоцена и продолжавшимся в начале ипра. Важнейшим наземным (флористическим) индикатором субтропическо-тропического климата начала ипра в Перитетическом поясе является кастанопсис в сочетании с другими вечнозелеными буковыми и лавровыми, рецентные аналоги которых сосредоточены ныне в муссонной зоне Юго-Восточной Азии [Ахметьев, 2004]. В Камчатском регионе Северо-Востока Евразии ткаправоямский тропическо-субтропический комплекс моллюсков и чемурнаутская паратропическая флора свидетельствуют о климатическом оптимуме раннего-среднего ипра [Гладенков, Шанцер, 1993].

XVI. Рубеж среднего и позднего ипра. На этом рубеже, который соответствует границе зон *Morozovella subbotinae* s.l и *M. aragonensis*, завершилось преобразование Днепровско-Донецкого моря-пролива в полузамкнутый солоноватоводный бассейн – залив. В нем накапливались пески (каневская свита) с монотаксонной фауной мелководных двустворок и гастропод.

Образование сухопутной перемычки между западными и восточными морями Северного Перитетиса, изменение системы течений и обмена водными массами – все это, вероятно, способствовало образованию ритмично построенных толщ чередования темносланцевых сапропелеподобных, обогащенных S_{org} , и более светлых межсапропелевых прослоев в разрезах верхнего ипра на громадных пространствах Центрального Предкавказья, Восточного Прикаспия и Западной Туркмении. В сапропелеподобных и межсапропелевых прослоях контрастируют биотические и литолого-мине-

ралоогические компоненты [Музылев и др., 1989; Гаврилов, Музылев, 1991; Oberhaensli, Beniamovski, 2000]. Недавно было высказано предположение о возможной связи образования позднеипрской пары сапропелитовых циклитов с астрономическими циклами изменения эксцентриситета Земли в 120 тыс. лет [Shcherbinina, Gavrilov, 2003]. Д.П. Найдин [2004] показал, что каждая пара (мергель–известняк) ритмичной карбонатной позднемеловой толщи Крыма (на примере сеномана) формировалась на протяжении одного астрономического прецессионного цикла в 21 тыс. лет.

Комплексы фораминифер в сапропелевых и межсапропелевых прослоях резко разнятся, особенно в мелководных циклитах [Oberhaensli, Beniamovski, 2000]. В темных прослоях преобладают анаэробные формы, среди которых в массовом числе отмечаются булиминиды. Среди них увеличивается число представителей рода *Bulimina* и фиксируется начало развития родов *Hopkinsina* и *Uvigerina*. Заметим, что в разрезе п-ова Ильпинский Восточной Камчатки развитие *Uvigerina* также начинается с верхнего ипра [Волобуева и др., 1994].

XVII. Рубеж раннего и среднего эоцена (ипра и лютета). В начале лютета произошло региональное блоковое тектоническое опускание Брестской и Припятских впадин, а также Полесской седловины, которое совпало с эвстатическим повышением уровня Мирового океана [Naq et al., 1987]. Вследствие открытия Полесского пролива возобновилось соединение морских бассейнов запада и востока Северного Перитетиса. Возрастание мористости вызвало редукцию циклических сапропелитов, которые сохранились только в Западно-Приаральском море. Углубление бассейнов и некоторое похолодание вод являются причиной того, что в Крыму и на Мангышлаке позднеипрские нуммулитовые известняки сменяются мергельно-глинистыми более глубоководными отложениями с разнообразными мелкими бентосными фораминиферами.

В стандартной тетической (низкоширотной) шкале по планктонным фораминиферам граница между ипром и лютетом проводится по появлению родов *Clavigerinella* и *Hantkenina*. Однако из-за некоторого похолодания поверхностных вод Северо-Восточного Перитетиса эти формы в отложениях рассматриваемого рубежа отсутствуют. Это делает невозможным точное сопоставление регионального зонального деления Крымско-Кавказской области по планктонным фораминиферам и стандартного средиземноморского. Тем самым проведение границы между ипром и лютетом (нижним и средним эоценом) по планктонным фораминиферам становится проблемным для Северо-Восточного Перитетиса.

XVIII. Рубеж раннего и среднего лютета (начало керестинского горизонта). Этому рубежу отвечает фаза наиболее широких и открытых связей широтной ориентации. Среднелютетские (керестинские) комплексы бентосных фораминифер характеризовались таксономической близостью на всем пространстве Северного Перитетиса от Бельгии до Приаралья и Западной Туркмении [Каплан и др., 1977; Бугрова, 1988; Беньямовский, 1994; Радионова и др., 1994; Kaasschieter, 1961].

Средний лютет (зона *Hantkenina alabamensis*) – время миграции тепловодных планктонных фораминифер в Крымско-Кавказскую область из Сре-

земноморья. Оно было обусловлено перемещением тетических водных масс на север, связанным с климатическим оптимумом и серией эвстатических повышений уровня Мирового океана. Кстати, синхронная миграция среднелютетских тепловодных *Globigerinateka index* из средних широт в высокие зафиксирована в Северной Пацифики [Беньямовский, Гладенков, 1996].

В детализированной шкале палеогена Крымско-Кавказской области зона *Nantkenina alabatensis* поделена на три подзоны [Беньямовский, 2001]. Пик наибольшего потепления морских вод в Крымско-Кавказской области, отражающий климатический оптимум, приходится на первую фазу среднего лютета, отвечающую подзоне *Glibigerinateka subconglobata*. Тогда типично низкоширотные тропические булавовидные *Clavigerinella eocaenica* мигрировали на север и отмечены в разрезе Хеу, расположенном на широте 43° [Beniamovski et al., 2003].

В среднем лютете началось отделение Западно-Сибирского моря-пролива от Арктического водоема вследствие тектонического регионального воздымания севера Западно-Сибирской плиты и Полярного Урала [Ахметьев, 1995; Ахметьев и др., 2001; Беньямовский, 2003]. Это привело к осушению Печорско-Тиманского моря-залива и севера Западно-Сибирского моря-пролива. Западно-Сибирское море-пролив превратился в полузамкнутый гигантский морской залив. Через своеобразную «пуповину» – Тургайский пролив – оно соединялось с крайними морями Тетиса. Палеоландшафтные изменения привели к кардинальной перестройке в фациальных и биотических компонентах морской экосистемы Западной Сибири, что отражено в схеме палеогена Западно-Сибирской равнины [Унифицированные схемы..., 2001]. Комплекс кремнистых отложений (опоки, диатомиты и их глинистые разновидности) люлинворского горизонта сменялся глинистым комплексом тавдинского горизонта. В люлинворском этапе господствовали радиолярии и диатомеи, комплексы которых были весьма близки к восточноевропейским [Стрельникова, 1992; Глезер, 1996; Козлова, 1999]. В тавдинских отложениях они исчезают. Продолжают встречаться диноцисты, но состав их комплексов свидетельствует об опреснении и колебании солености бассейна [Ахметьев и др., 2004]. Редкие фораминиферы и появившиеся в большом количестве солоноватоводные остракоды свидетельствуют о возросшем влиянии Арало-Среднеазиатского бассейна [Беньямовский и др., 2002].

XIX. Рубеж лютета и бартона. В начале позднего лютета, соответствующего подзоне *Nantkenina australis*, на юге Северо-Восточного Перитетиса – в глубоководных Крымском и Северо-Кавказском бассейнах – началась анаэробная (кумская) стадия. Здесь отложения подзоны *N. australis* представлены кофейно-коричневато-бурыми мергелями кумской свиты, сформировавшимися в обстановке анаэробного глубоководного заостроводужного бассейна [Beniamovski et al., 2003]. В более северном разрезе Скифской плиты (балка Кереста) отложения данной подзоны представлены белыми мелоподобными мергелями керестинской свиты, отлагавшимися в аэробной обстановке шельфового бассейна.

На рубеже лютета и бартона полностью завершилось отделение Арктического бассейна от Перитетиса. Одновременно началась редукция широтного рукава. В итоге произошла полная перестройка системы течений, взаимоотношений водных масс и биотических связей. Следует отметить, что средний эоцен (бартон) соответствовал пику эрруптивной активности вулканического пояса от Пантид до Ирана [Короновский и др., 1997]. В среднем эоцене происходит дальнейшее раскрытие Черноморской впадины и образование глубоководного задугового Крымско-Кавказского бассейна [Nikishin et al., 2001].

Перестройка меридиональных морских коммуникационных систем привела к формированию в средних широтах Западной Евразии субтропического климата, наиболее напоминающего современный зимневлажный средиземноморский, с сухим и жарким летом. В растительном покрове начали доминировать узколистные жестколистные дубово-лавровые леса с восковницами, вересковыми (*Leucothoe*) и пальмами (*Trachycarpus*, *Sabal*) [Макулбеков, 1977, 1997; Ахметьев, 2004].

Все эти события, вероятно, способствовали образованию обширного глубоководного анаэробного кумского бассейна (типа современного Черного моря, но гораздо большего по размерам), простиравшегося от Северного Причерноморья до Западной Туркмении [Beniamovski et al., 2003]. Отложения кумского горизонта на этой огромной территории представлены маркирующей толщей темносланцевых шоколадно-кофейных мергелей (до 100 м мощности). Характерными особенностями кумских отложений являются повышенное содержание органического углерода – от 2 до 15% [Айзенштадт и др., 1967; Gavrilov et al., 2000] и наличие пелловых (бентонитовых) прослоев, особенно в нижней части.

С началом кумского времени связан очень глубокий кризис фораминифер [Бугрова, 2000; Beniamovski et al., 2003]. Он выразился в исчезновении в кумских отложениях 40 родов нескольких отрядов секретирующих и агглютинирующих бентосных фораминифер, широко распространенных ниже в лютетских (керестинских) осадках, накапливавшихся в условиях нормально-содержания кислорода в воде. Кумский комплекс бентосных фораминифер представлен обедненной ассоциацией с доминированием тонкостенных булиминид, выдерживавших неблагоприятную анаэробную обстановку. Доля их участия в формировании комплексов превышала 50%, а нередко достигала 75–100% [Beniamovki et al., 2003]. На основании статистического анализа бентосных фораминифер двух разрезов – Бахчисарайского (в Крыму) и на р. Хеу (Северный Кавказ) с использованием индекса содержания кислорода в воде по бентосным фораминиферам (oxygen index – OI [Kaiho, 1994]) были установлены четыре стадии динамики газового режима на дне кумского бассейна [Beniamovski et al., 2003]. I и II стадии соответствуют низам кумского горизонта, когда субоксическая обстановка (OI равен 1,5 мл/л) сменяется неустойчиво-анаэробной (OI колеблется от 1,5 до 0,3 мл/л). Большая часть кумских отложений (III стадия) формировалась в обстановке донной аноксии (индекс OI упал ниже 0,3 мл/л). IV стадия – верхняя часть кумских отложений – представлена пачкой чередования светлых и бурых прослоев. Коле-

бания индекса содержания кислорода в ней – от 0,3 до 1,5 мл/л с преобладанием последнего – отражают тренд к восстановлению аэробной обстановки на дне бассейна.

Весьма контрастные изменения произошли и среди планктонных фораминифер. Тепловодные глобигеринатеки, турбороталии, акаринины и ханткенины сменились космоплитными псеидохастегеринами, субботинами и холодноводными тениютеллами и катаксидраксами [Beniamovski et al., 2003; Ахметьев, Беньямовский, 2004]. Аналогичная картина смены тепловодных холодноводными зафиксирована и среди нанопланктона [Shcherbinina, 2000]. Синхронная смена тепловодного средне-позднеэоценового комплекса планктонных фораминифер холодноводным бартонским отмечена также и в дальневосточных морях Северной Пацифики [Беньямовский, Гладенков, 1996].

Добавим, что в бартоне отмечено первое кайнозойское оледенение Антарктиды [Baron, Baldauf et al., 1991; Baron, Larsen, Baldauf, 1991].

В среднебартонских отложениях Актюбинского Примугоджарья (шайдинская свита) встречена субтропическая флора предтургайского типа [Макубеков, 1977].

XX. Рубеж бартона и приабона. Отмечен обширной эвстатической регрессией. Об этом свидетельствуют несогласное, трансгрессивное залегание приабонских отложений на бартонских и отсутствие нижней приабонской зоны нанопланктона NP18 в подавляющем большинстве разрезов Восточно-Европейской, Скифской и Туранской платформ. На этих платформах приабонское море образовалось в результате эвстатической трансгрессии, начавшейся в зоне NP19/NP20 [Музылев и др., 1996]. Отложения верхнего эоцена (белоглинского горизонта) слагаются светлыми, до белых, глинистыми известняками, мергелями и карбонатными глинами, которые к окраинам верхнеэоценового бассейна сменялись некарбонатными глинами и алевроитами чеганского и тавдинского горизонтов.

Фораминиферная ассоциация бентосных и планктонных фораминифер приабонского (белоглинского) моря, простиравшегося от Причерноморья до Приаралья, сформировалась в основном благодаря миграции видов из Средиземноморья [Бугрова, 2001]. Усилилась миграция видов бентосных фораминифер и остракод в меридиональном направлении из Средней Азии и Арало-Тургайского региона в чегано-тавдинское море Тургайского пролива и Западной Сибири [Беньямовский и др., 1993, 1995, 2002].

Появление тепловодных глобигеринатек и турбороталий в белоглинских комплексах Крымско-Кавказской области свидетельствует о потеплении морских вод по сравнению с кумскими (бартонскими).

Сходные явления, выражающиеся в изменениях составов ассоциаций бентосных фораминифер и появлении тепловодных глобигеринатек, синхронно фиксируется и в отложениях верхнего эоцена п-ова Ильпинский Северо-Западной Пацифики [Волбуева и др., 1994; Беньямовский, Гладенков, 1996].

БАТИМЕТРИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПЕРИТЕТИСА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ ДЛЯ ПАЛЕОЦЕНА

По планктонным фораминиферам в позднем мелу и палеогене Северо-Западной Евразии выделяются два климато-палеобиогеографических пояса – Бореальный и Тетический [Беньямовский, 2003, 2004]. В Тетическом поясе располагались Средиземноморская, Крымско-Кавказская и Европейская палеобиогеографические области, а в Бореальном поясе помещалась Западно-Сибирская провинция Арктической области. Периферию Тетического пояса, составленную бассейнами Европейской и Крымско-Кавказской областей, принято называть Северо-Восточным Перитетисом.

Наиболее резкая граница, прослеживаемая как в литологических, так и в биотических ассоциациях, существовала между Западно-Сибирской провинцией Арктической области и Европейской палеобиогеографической областью [Beniamovski, Koraevich, 2002a, b; Беньямовский, 2003, 2004]. Определенные различия в типах разрезов и их биотических компонентах существовали между Перитетисом и Средиземноморьем. Они увеличивались или уменьшались по мере сближения или удаления геологических и климатических условий [Беньямовский, 2001].

По бентосным фораминиферам намечаются три батиметрические зоны («этажи»): шельф (до глубины 150 м), батиналь (абиссаль?) (глубже 400 м) и переход между ними (батиметрическая зона, глубина которой от 150 до 400 м). Всем им соответствовали определенные экозоны бентосных фораминифер (рис. 1). Каждая экозона характеризовалась своеобразным таксономическим составом (рис. 2, см. вклейку; рис. 3 и 4), формировавшимся под воздействием условий среды: температуры, солености, газового режима, субстрата, пищевых ресурсов и т.д. [Беньямовский, 2003].

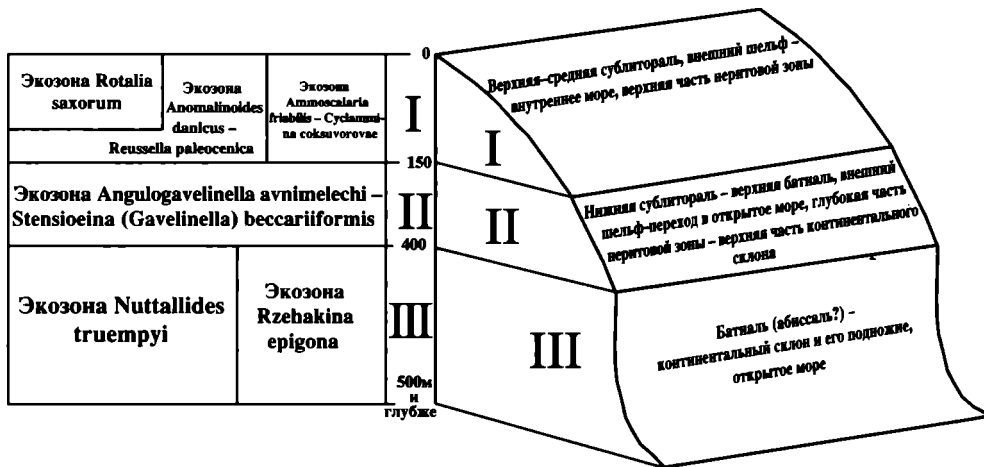


Рис. 1. Батиметрические зоны и экозоны бентосных фораминифер в палеоцене Северо-Восточного Перитетиса и его обрамления

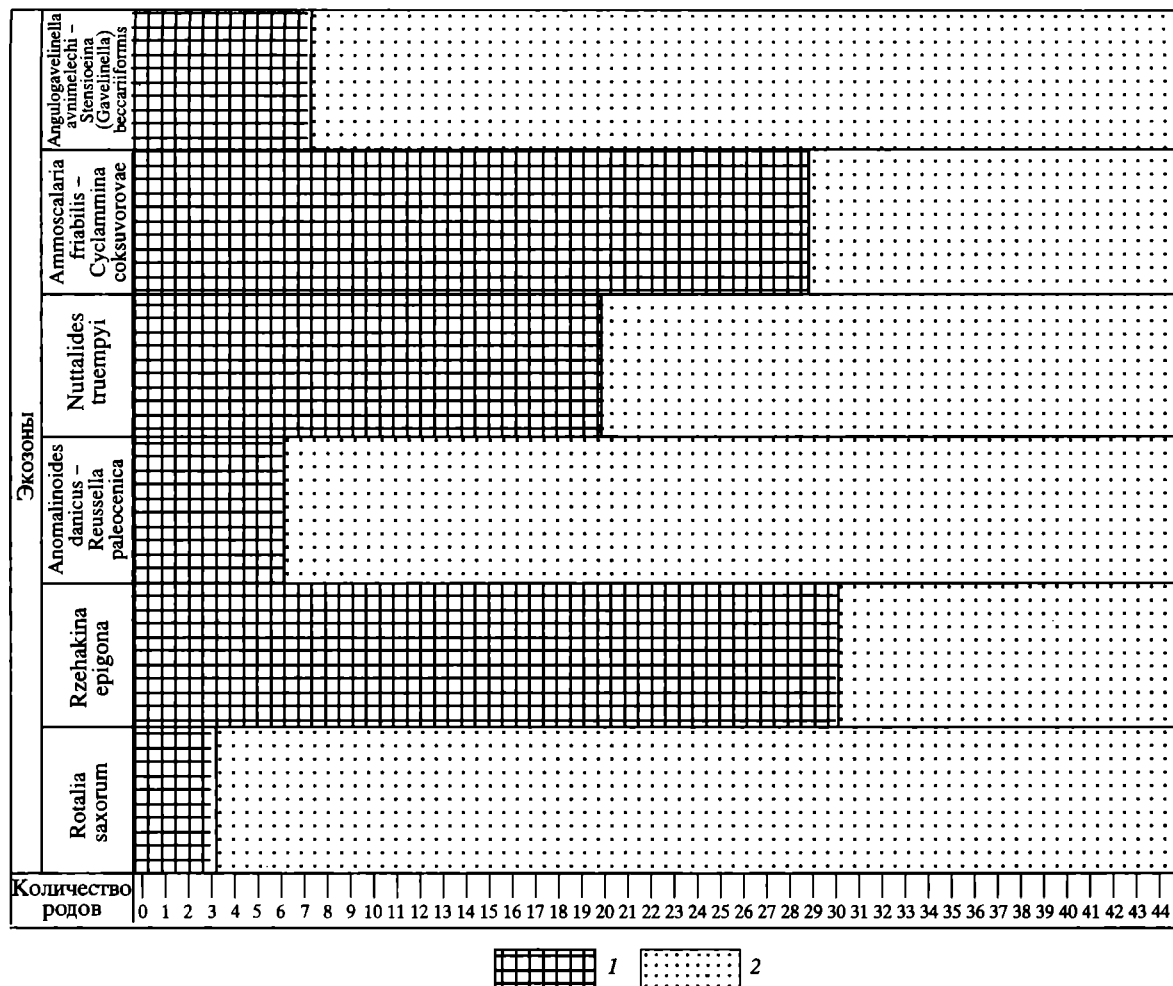


Рис. 3. Сравнение количественного соотношения родов агглютинирующих и секреторных фораминифер в экозонах бентосных фораминифер палеоцена Северо-Восточного Перитетиса и его обрамления

Фораминиферы:
1 – агглютинирующие,
2 – секреторные

Отряд	Экозоны														
	Rzehakina epigona						Ammoscalaria friabilis – Cyclammina coksuvorovae								
Astrorhizida	■			■			■			■					
Ammodiscida	■					■	■			■					
Lituolida	■								■	■					
Rzehakinida	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■				
Trochamminida	■			■			■			■					
Textulariida	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■				
Ataxophragmiida	■								■	■	■	■			
Количество родов	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1	2	3	4	5	6

Рис. 4. Сравнение количественного соотношения родов агглютинирующих фораминифер экозон *Ammoscalaria friabilis* – *Cyclammina soksvorovae* и *Rzehakina epigona*

I. Зона шельфа. В шельфовом батиметрическом «этаже» (до 150 м) отмечено распространение трех экозон, сменяющих друг друга по латерали.

Экозона *Rotalia saxorum* была представлена значительным количеством форм тропического облика со сложно орнаментированными массивными раковинами родов *Rotorbinella*, *Rotalia*, *Pararotalia*, *Elphidiella*, *Thalmannita*, *Boldia*, *Vacuvalvulineria* и др. (см. рис. 2,А). Ассоциация подобного типа прослеживается в разрезах нижнего палеоцена Северной Франции, Монского бассейна Бельгии и Южной Голландии (Лимбург), Польши и Юго-Западного Крыма [Беньямовский, 2003; Beniamovski, 1998].

Экозона *Anomalinoides danicus* – *Reussella paleocenica* с преобладанием секреторных фораминифер (нодозариид, полиморфинид, дискорбаций,



Рис. 4. *Franconites vimineus* (Schneid).

Выполненная в поле фотография экземпляра, обнаруженного в 5 см выше основания слоя 1/11 разреза Городищи

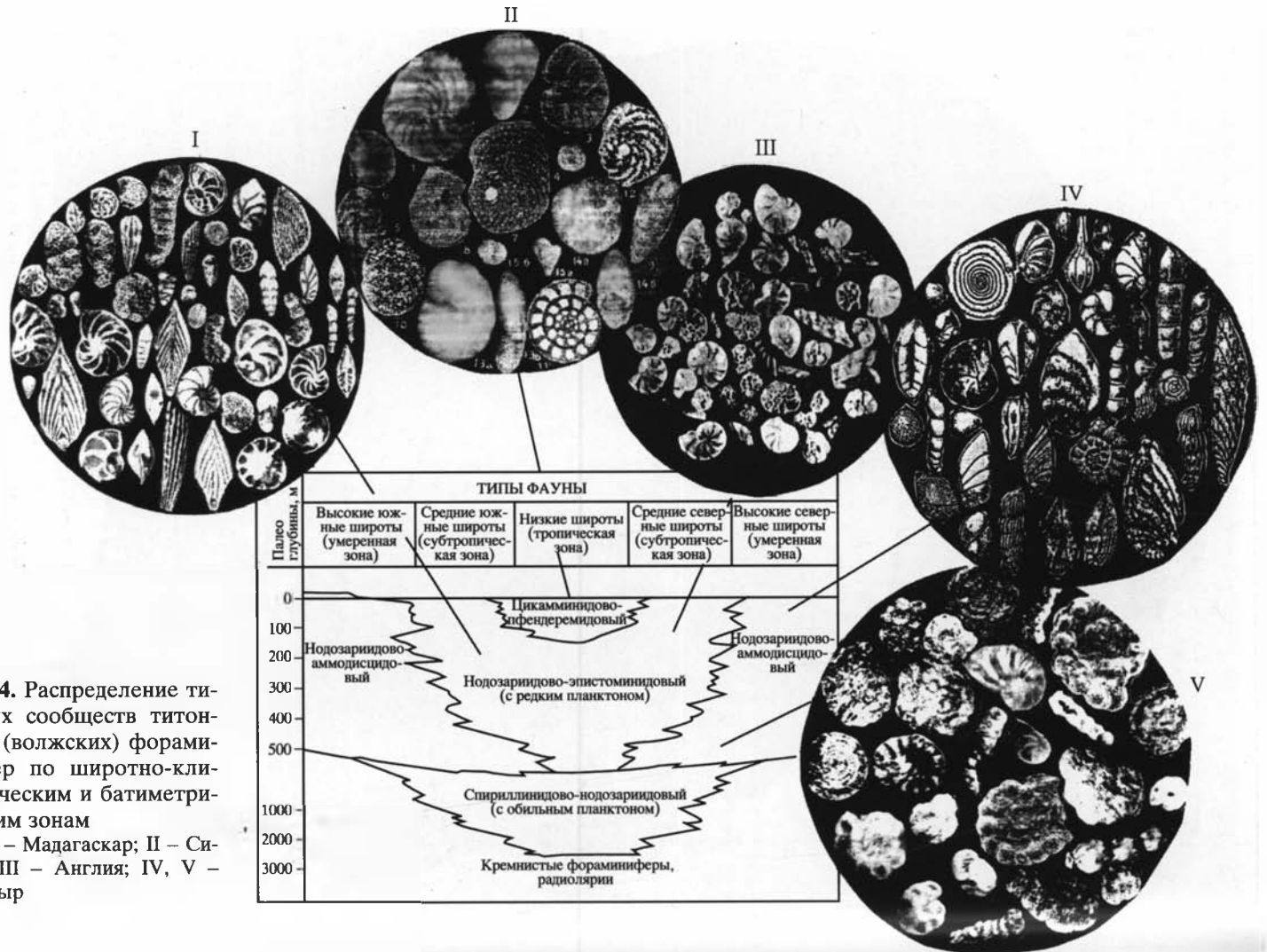


Рис. 4. Распределение типовых сообществ титонских (волжских) фораминифер по широтно-климатическим и батиметрическим зонам

I – Мадагаскар; II – Сирия; III – Англия; IV, V – Таймыр

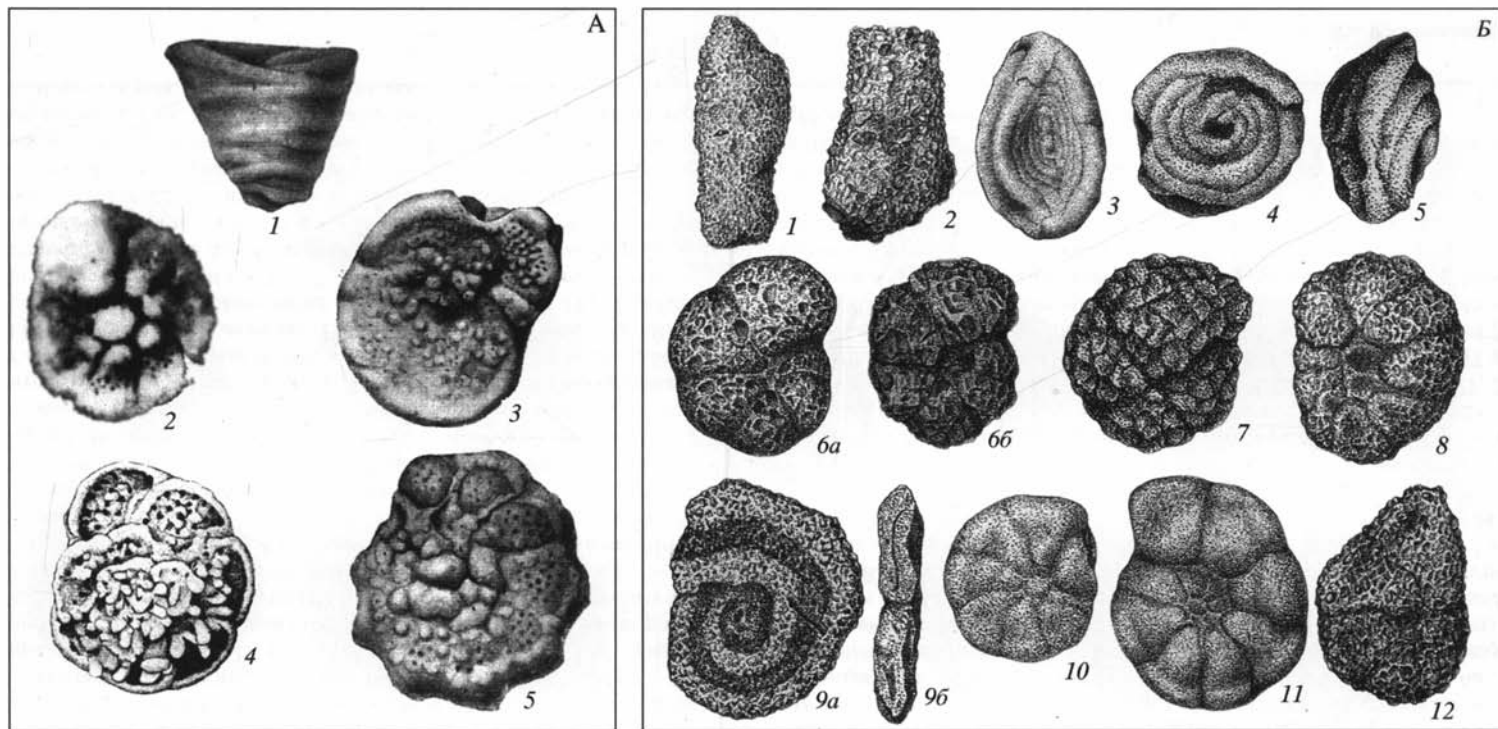


Рис. 2. Характерные виды экозон бентосных фораминифер палеоцена Северо-Восточного Перитетиса и его обрамления

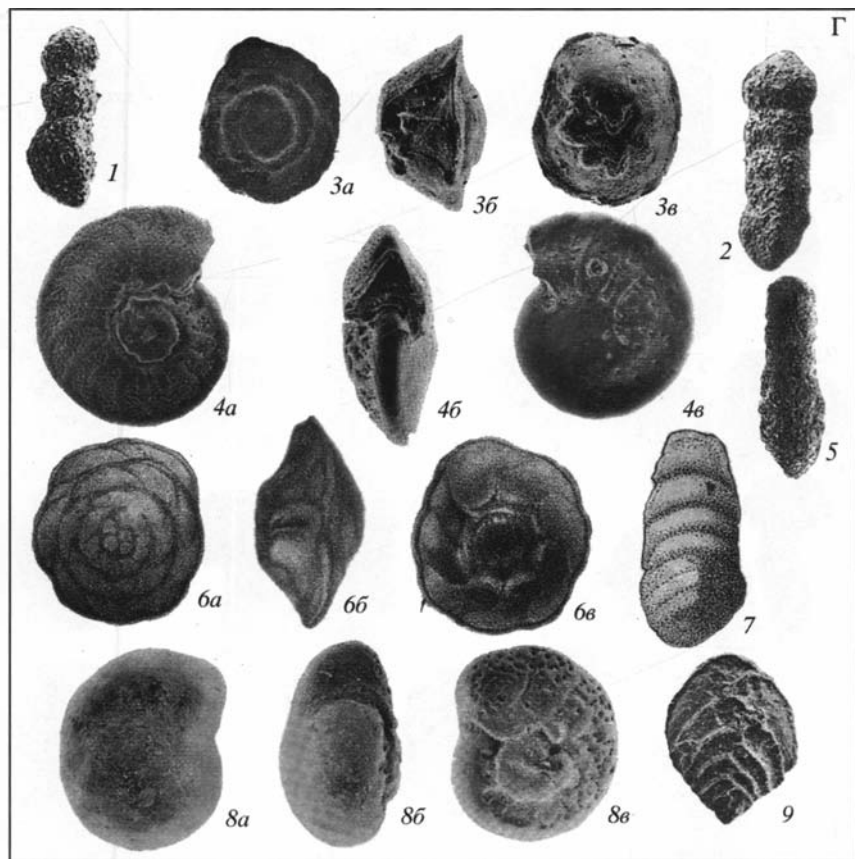
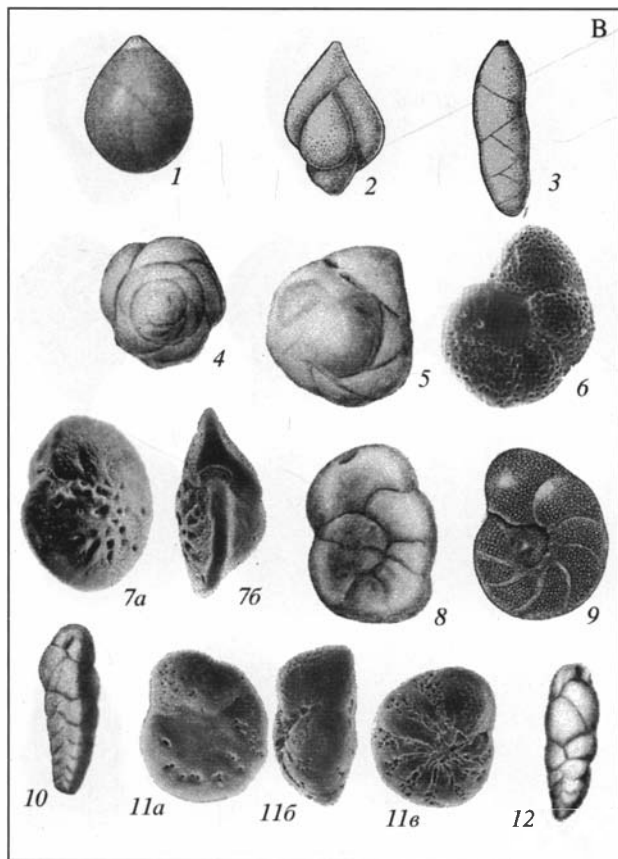
А – эконона *Rotalia saxorum*: 1 – *Vacuovalvulina keijzeri* (van Bellen), × 40; 2 – *Rotalia saxorum* d'Orbigny, × 70; 3 – *Rosalina parisiensis* d'Orbigny, × 25; 4 – *Rotorbinella mariei* (van Bellen), × 70; 5 – *Boldia rotundaeformis* (Schutzkaja), × 45; **Б – эконона *Ammoscalaria friabilis* – *Cyclammina coksuvorovae*:** 1 – *Bathysiphon nodosariaformis* Subbotina, × 35; 2 – *Hyperammina elongata* Brady, × 40; 3 – *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), × 40; 4 – *Glomospira gordialiformis* Podobina, × 40; 5 – *G. charoides* (Parker et Jones), × 60; 6 – *Labrospira granulosa* (Lipman): 6a – спиральная сторона, × 40; 6б – пупочная сторона, × 38; 7 – *Adercotryma horrida* (Grzybowski), × 60; 8 – *Trochamminoides lamentabilis* Podobina, × 38; 9 – *Ammoscalaria friabilis* (Ehremeeva): 9a – спиральная сторона, × 40; 9б – септальная сторона, × 40; 10 – *Asanospira grzybowski* (Mjatljuk), × 40; 11 – *Cyclammina coksuvorovae* Ushakova, × 40; 12 – *Ammomarginulina brevis* (Lipman), × 45; **В – эконона *Anomalinoidea danicus* – *Reussella paleocenica*:** 1 – *Globulina gibba* d'Orbigny, × 25; 2 – *Guttulina problema* d'Orbigny, × 30; 3 – *Purulina fusiformis* (Roemer), × 25; 4 –

(см. продолжение)

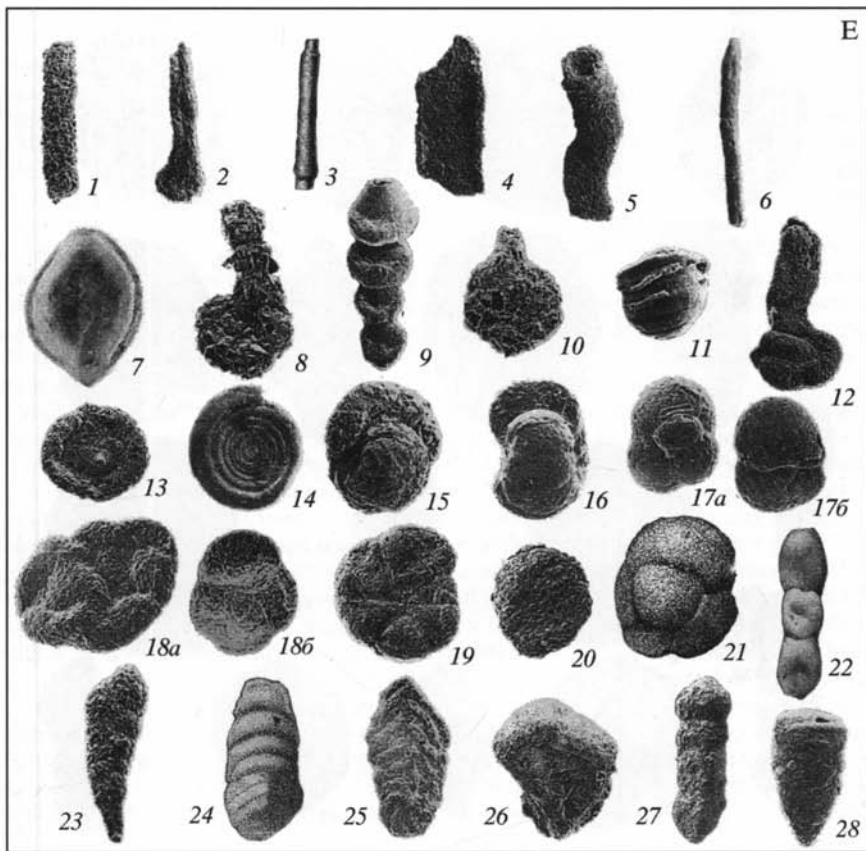
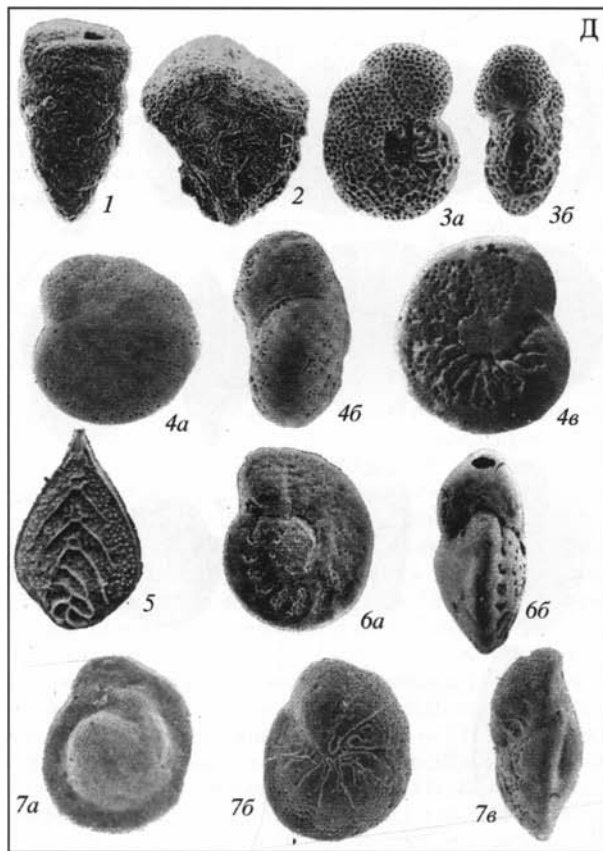
Eponides lunatus Brotzen, × 38; 5 – *Alabamina midwayensis* Brotzen, × 25; 6 – *Anomalinoidea danicus* Brotzen, × 25; 7 – *Cibicidoides howelli* (Toulmin) = *C. lectus* Vassilenko (7a – спиральная сторона, × 20; 7б – септальная сторона, × 20); 8 – *Karrereria fallax* Rzehak, × 50; 9 – *Cibicides favorabilis* Vassilenko, × 20; 10 – *Reussella paleocenica* (Brotzen), × 35; 11 – *Stensioeina parvula* ten Dam (11a – спиральная сторона, × 45; 11б – септальная сторона, × 32; 11в – пупочная сторона, × 30); 12 – *Bulimina rosenkrantzi* Brotzen, × 25; Г – экозона *Nuttalides truempyi*: 1 – *Clavulinoides globifera* (ten Dam et Sigal), × 20; 2 – *Clavulinoides aspera* (Cushman), × 13; 3 – *Nuttallinella florealis* (White): 3a – спиральная сторона, × 18; 3б – септальная сторона, × 24; 3в – пупочная сторона, × 28; 4 – *Cibicidoides dayi* (White): 4a – спиральная сторона, × 26; 4б – септальная сторона, × 32; 4в – пупочная сторона, × 26; 5 – *Clavulinoides amorpha* (Cushman), × 12; 6 – *Nuttalides truempyi* (Nuttal): 6a – спиральная сторона, × 40; 6б – септальная сторона, × 40; 6в – пупочная сторона, × 40; 7 – *Valvulina* sp., × 30; 8 – *Cibicidoides velascoensis* (Cushman): 8a – спиральная сторона, × 32; 8б – септальная сторона, × 32; 8в – пупочная сторона, × 32; 9 – *Aragonia velascoensis* (Cushman), × 35; Д – экозона *Angulogavelinella avnimelechi* – *Stensioeina (Gavelinella) beccariiiformis*: 1 – *Dorothia pupoides* Hillebrant, × 16; 2 – *Gaudryina pyramidata* Cushman, × 30; 3 – *Anomalinoidea rubiginosus* Cushman (3a – спиральная сторона, × 30; 3б – септальная сторона, × 28); 4 – *Stensioeina (Gavelinella) beccariiiformis* (White) = *S. caucasica* Subbotina (4a – спиральная сторона, × 45; 4б – септальная сторона, × 50; 4в – пупочная сторона, × 50); 5 – *Neoflabellina delicatissima* (Plummer), × 50; 6 – *Cibicidoides hyphalus* (Fisher): 6a – спиральная сторона, × 27; 6б – септальная сторона, × 31; 7 – *Angulogavelinella avnimelechi* (Reuss) = *Stensioeina whitei* Morozova (7a – спиральная сторона, × 30; 7б – пупочная сторона, × 32; 7в – септальная сторона, × 40); Е – экозона *Rzehakina epigona*: 1 – *Rhabdammina cylindrica* (Glaessner), × 9; 2 – *Hyperammmina elongata* Brady, × 16; 3 – *Bathysiphon nodosariaformis* Subbotina, × 12; 4 – *Dendrophrya excelsa* Grzybowski, × 12; 5 – *Rhizammina indivisa* Brady, × 12; 6 – *Kalamopsis grzybowski* (Dylazanka), × 8; 7 – *Rzehakina epigona* Rzehak, × 22; 8 – *Subreophax* sp., × 16; 9 – *Hormosina velascoensis* (Cushman), × 18; 10 – *Lagenammmina* sp., × 18; 11 – *Glomospira charoides* (Parker et Jones), × 18; 12 – *Lituotuba lituiformis* (Brady), × 23; 13 – *Saccammmina placenta* (Grzybowski), × 19; 14 – *Ammodiscus cretaceous* (Reuss), × 15; 15 – *Recurvoides* sp., × 19; 16 – *Cribrostomoides scitulus* (Brady), × 24; 17 – *Praecystammmina globigerinaeformis* Krashennikov (17a – спиральная сторона, × 25; 17б – пупочная сторона, × 50); 18 – *Trochammmina deformis* Grzybowski (18a – спиральная сторона, × 25; 18б – пупочная сторона, × 12); 19 – *Haplophragmoides walteri* (Grzybowski), × 28; 20 – *Psammosphaera scruposa* (Berthelin), × 13; 21 – *Ammosphaeroidina grandis* Cushman, × 22; 22 – *Nodellum velascoense* (Cushman), × 12; 23 – *Textularia* sp., × 19; 24 – *Valvulina* sp., × 25; 25 – *Spiroplectammmina dentata* (Alth), × 25; 26 – *Gaudryina pyramidata* Cushman, × 22; 27 – *Clavulinoides aspera* (Cushman), × 10; 28 – *Dorothia beloides* Hillebrandt, × 11; Ж – экозона *Rzehakina epigona* в разрезе Хеу Северного Кавказа: 1 – *Rhabdammina cylindrica* (Glass.), × 127; 2 и 3 – *Rhizammina indivisa* Brady, × 105 и × 37; 4 и 5 – *Psammosphaera scruposa* (Berth.), × 135; 6 и 7 – *Glomospira charoides* (Parker et Jones), × 97 и × 112; 8 – *Ammodiscus angustus* (Fried.), × 105; 9 – *A. cretaceous* (Reuss), × 90; 10 – *Haplophragmoides walteri* (Grzyb.), × 63; 11 – *Haplophragmoides* ? sp., × 62; 12 – *Ammosphaeroidina grandis* Cushman, × 90; 13 – *Trochammmina* ? sp., × 120; 14 – *Recurvoides* sp., × 90; 15 – *Nodogenerina* sp., × 90; 16 – *N. pseudocripta* (Cushm.), × 75; 17 – *N. midwayensis* (Cushm. et Todd), × 50; З – экозона *Angulogavelinella avnimelechi* – *Stensioeina (Gavelinella) beccariiiformis* в разрезе Хеу Северного Кавказа: 1 – *Brotzenella acuta* (Plumm.), пупочная сторона (× 90); 2 – *Cibicidoides* aff. *pseudoperlucides* (Быкова), спиральная сторона (× 90); 3 и 4 – *Nuttalides truempyi* (Nutt.): 3 – пупочная сторона (× 112), 4 – спиральная сторона (× 90); 5 и 6 – *Stensioeina beccariiiformis* (White): 5 – пупочная сторона (× 97), 6 – спиральная сторона (× 105); 7 и 8 – *Anomalinoidea rubiginosus* (Cushm.): 7 – спиральная сторона (× 90), 8 – пупочная сторона (× 90); 9 и 10 – *Anomalinoidea simplex* Brotzen: 9 – спиральная сторона (× 187), 10 – пупочная сторона (× 127); 11 – *Oridorsalis* ? sp., пупочная сторона (× 157), 12 – *Pullenia marssoni* Cushm. et Todd, × 150; 13 – *Angulogavelinella avnimelechi* (Reuss), × 90; 14 – *Arenobulimina* ? sp., × 50; 15 – *Clavulinoides globifera* (Ten Dam et Sigal), × 157, 16 – *Spiroplectammmina ex gr. dentata* (Alth), × 67.

В печати рис. 2 (А–Е) был несколько увеличен

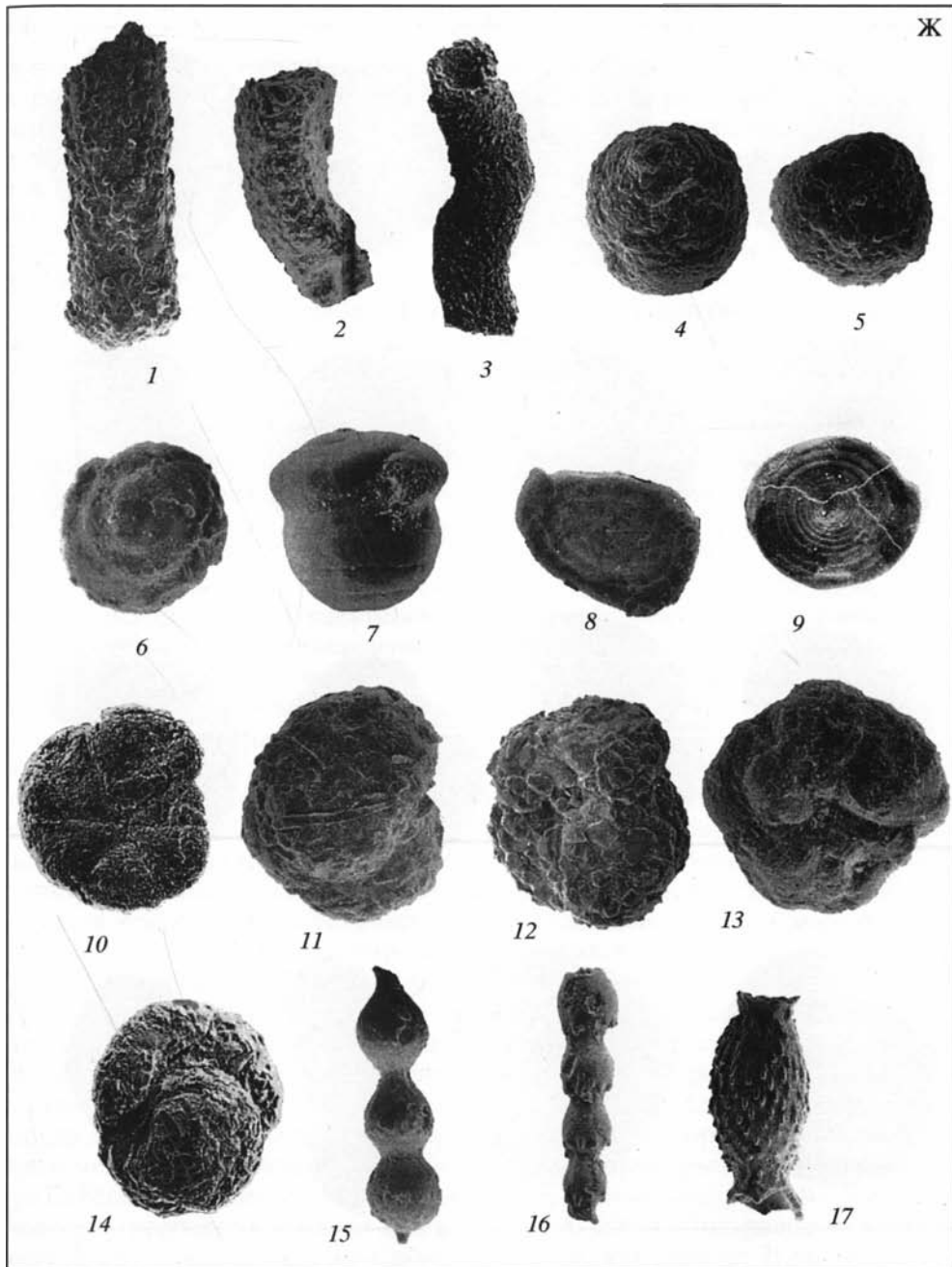
(см. продолжение)

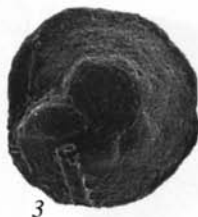


(см. продолжение)



(см. продолжение)





аномалинид и булимнид), с подчиненным числом видов агглютинирующих фораминифер (атаксофрагмнид и текстуляриид) (см. рис. 2, В). Данное сообщество соответствует «мидуэйскому» типу фауны бентосных фораминифер, выделенному У. Берггреном и Ж. Оберт в шельфовых мергельно-известняковых отложениях Атлантического побережья Северной Америки, Тетиса и Перитетиса [Berggren, Aubert, 1975]. Рассматриваемая экозона имеет самое широкое распространение в разрезах палеоцена Европейской палеобиогеографической области.

Экозона *Ammoscalaria friabilis* – *Cyclammina soksuorovae* представлена в основном «примитивными» формами с агглютинированной стенкой из родов *Proteonina*, *Ammoscalaria*, *Rhabdammina*, *Rhizammina*, *Bathysiphon*, *Hyperammina*, *Trochamminoides*, *Haplophragmoides*, *Cribrostomoides*, *Adercotryma*, *Rhabdammina*, *Ammobaculites*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Cyclammina*, *Recurvoides* (см. рис. 2, Б). Данная экозона прослеживается в палеоценовых разрезах талицкого горизонта Западно-Сибирской провинции Арктической области (талицкий тип фауны бентосных фораминифер). Характерно, что свыше 50% талицкого комплекса составляют эндемичные виды [Фораминиферы..., 1964; Кисельман, 1969; Подобина, 1975, 1998, 2000; Беньямовский, 2003]. Присутствие в комплексе бентосных фораминифер «примитивных» агглютинированных фораминифер – астроризид, аммодисцид и литуолид – напоминает сообщество глубоководных флишевых отложений Карпат и Северного Кавказа (см. рис. 2 и 4). Однако глинистые и опоквые отложения талицкой, серовской свит и нижнелюлинворской подсвит формировались в условиях мелководного эпиконтинентального бассейна с максимальными глубинами до 100–150 м. В.А. Маринов [1997, 1998] связывает генезис ассоциаций подобного типа в Западно-Сибирском море с повышенным содержанием C_{org} гипоксией, дефицитом карбоната кальция и восстановительными условиями бассейна осадконакопления. Присутствие некоторых секреторных тетических мидуэйских видов среди массовых агглютинирующих в западносибирских комплексах, таких как *Gavelinella umbilicatula*, *Spirobolevina scania*, *Eponides lunatus*, *Cibicidoides favorabilis*, *Nonionella ovata*, *Bulimina ovata*, *Cibicidoides incognitus*, *Bulimina paleocenica* и других обусловлено их миграцией в Западно-Сибирское бореальное море из морей Европейской палеобиогеографической области. Внедрению и расселению тетических мидуэйских видов в бореальное Западно-Сибирское море способствовали циркум-североевропейское течение, которое «обеспечивало» связи между водными массами и биотами акваторий, располагавшихся вокруг Северо-Европейской суши, и южное меридиональное течение, вытекавшее из Тургайского пролива [Беньямовский, 2003]. Пик распространения мидуэйских видов в Западно-Сибирском море, как считает В.М. Подобина [1990], отмечается в зеландском веке.

II. Зона перехода шельфа в континентальный склон. На этом батиметрическом «этаже», который соответствовал глубинам нижней сублиторали – верхней части батиаля (150–400 м), были распространены ассоциации экозоны *Angulogavelinella avnimelechi* – *Stensioeina* (*Gavelinella*) *beccariiiformis*. Эта группировка (см. рис. 2, Д, З) близка к ассоциациям мидуэйского типа,

отличаясь от них постоянным присутствием более глубоководных видов *A. avnimelechi* и *S. (G.) beccariiformis*, верхний предел обитания которых ограничен глубинами перехода шельфа в батиналь. Данное сообщество прослеживается в разрезах южной части Европейской палеобиогеографической области – Причерноморский, Южно-Скифский и Закаспийский регионы.

III. Батиналь-(абиссальная?) зона. Отложения нижнего батиметрического «этажа», соответствующего континентальному склону и его подножию (с глубинами более 400 м), распространены в разрезах Альпийского геосинклинального пояса от Карпат до Копетдага и характеризуются двумя экозонами.

Экозона *Nuttalides truempyi* (см. рис. 2,Г) содержит космополитные глубоководные секреторные фораминиферы *Stensioeina beccariiformis* (s.s.), *Anomalinoidea rubiginosus*, *Gavelinella velascoensis*, *Nuttalides truempyi*, *Nuttalinella floralis*, *Aragonia velascoensis*, различные крупнопористые, грубоорнаментированные аномалиниды, а также предшественников родов *Bulimina*, *Stilostomella*, *Pleurostomella*. В состав комплексов входят агглютинированные атаксофрагмеиды родов *Gaudryina*, *Tritaxia*, *Dorothia*. Фораминиферовое сообщество экозоны *Nuttalides truempyi* соответствует «фауне Веласко» (VF) [Berggren, Aubert, 1975; van Morkhoven et al., 1986]. Глубины обитания варьировали в широких пределах – от верхней батинали до абиссали.

Экозона *Rzehakina epigona* представлена ассоциацией, в которой подавляющее число родов принадлежало агглютинирующим из астроризид, аммодисцид, литуолид, рзехакинид, трохамминид, текстуляриид и атаксофрагмиид (см. рис. 2,Е, Ж и рис. 3). Эти сообщества обозначались различными авторами под разными названиями: «флишевый тип» («flysch-type») по Ф. Градштейну и В. Бергререну [Gradstain, Berggren, 1981], или «*Rhabdammina* с *Cyclammina*», по Б. Ольжевской [Olszewska, 1984], или «глубоководные агглютинирующие фораминиферы [DWAF]», по В. Кунту [Khunt et al., 1989; Khunt, Kaminski, 1999]. Распространение данного сообщества связывают преимущественно с глубокими частями бассейнов (батиналь–абиссаль), дефицитом кислорода, стратификацией водной массы, падением карбонатности, возрастом CO_2 и C_{org} . Эта обстановка чаще всего возникала в глубоководных зонах флишевых бассейнов, а также в зоне развития турбидитов [Маслун, 1973; Gradstain, Berggren, 1981; Khunt et al., 1989, Olszewska, 1984]. Комплексы агглютинирующих фораминифер палеоцена Северного Кавказа и Карпат экозоны *Rzehakina epigona* чрезвычайно близки к комплексам палеоценовых зон Восточной Камчатки и Корякии [Беньямовский и др., 1992; Волобуева и др., 1994]. Зона турбидитных осадков протягивалась от Альпид до Северо-Западной Пацифики [Жарков и др., 1998].

ОПЫТ ПОСТРОЕНИЯ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Суммируя все вышесказанное по палеобиогеографическим сценариям позднего мела и раннего кайнозоя Северной периферии Тетиса и смежных акваторий, попробуем перейти к построению палеобиогеографических карт. Для этого прежде всего охарактеризуем принципы палеобиогеографического районирования, отметим особенности созданных палеогеографиче-

ских карт и схем, проанализируем смену палеогеографических обстановок во времени.

Достаточно подробно многие из этих вопросов освещены в недавних публикациях автора [Беньямовский, 2003; Беньямовский, Копаевич, 2001; Ахметьев, Беньямовский, 2004; Beniamovski, Kopaevich, 2002a, b]. Поэтому здесь мы ограничимся кратким рассмотрением затрагиваемых проблем.

Палеобиогеографическое районирование. В настоящее время еще не выработана и не принята единая иерархия палеобиогеографического районирования, однако по этому вопросу имеется обширная литература. Вслед за рядом исследователей [Юферев, 1969; Сакс и др., 1971; Гладенков, 1992; Барабошкин, 2001] автором использована следующая последовательность палеобиогеографических единиц: пояс, область, провинция. В отношении применения для палеогеографического районирования термина «пояс» имеются две точки зрения. Некоторые исследователи рассматривают пояс как чисто климатическую единицу и на этом основании не признают возможным его использование, заменяя его понятием «надобласть» [Захаров, Миледина, Шурыгин, 2003]. Мы же считаем вполне целесообразным использовать термин «пояс», рассматривая его не как чисто климатическую, а как климато-палеобиогеографическую единицу [Барабошкин, 2001; Беньямовский, 2003, 2004].

В рассматриваемом Северо-Западном секторе Евразии в позднем мелу – раннем палеогене по фораминиферам и другим группам морских организмов выделяются два пояса – Тетический и Бореальный (рис. 5,А). Их разделение базируется на относительной теплопроводности ассоциаций в Тетическом поясе и умеренной холодноводности их в Бореальном поясе. По фораминиферам различия между поясами были весьма резкими: Тетический пояс характеризовался широчайшим распространением богатых и разнообразных комплексов планктонных фораминифер, а в Бореальном поясе немногочисленные представители планктонных фораминифер были иммигрантами. Они проникали в бореальный пояс (иногда на сотни и тысячи километров в глубь его) во время потеплений. В отличие от Тетического микропланктон Бореального пояса был широко представлен богатыми и разнообразными группами кремниевого планктона – радиоляриями и диатомеями.

В Тетическом поясе выделяются три области, различающихся таксономическим составом на уровне классов – родов. Центральная часть пояса принадлежала Средиземноморской области, а периферию его – так называемый Перитетис – занимали Крымско-Кавказская и Европейская области. На рис. 5 границы между областями и поясами проведены пунктиром, так как они не оставались постоянными во времени, а перемещались под действием менявшейся абиотической (прежде всего климатической) обстановки.

Средиземноморская область выделялась полным набором тетических видов планктонных фораминифер и широким распространением крупных фораминифер – нуммулитид. Состав планктонных фораминифер Крымско-Кавказской области в некоторые отрезки позднемелового и раннепалеогенового времени был идентичен или очень близок средиземноморскому (сеноман–коньяк, поздний маастрихт, палеоцен, ранний и поздний эоцен), а

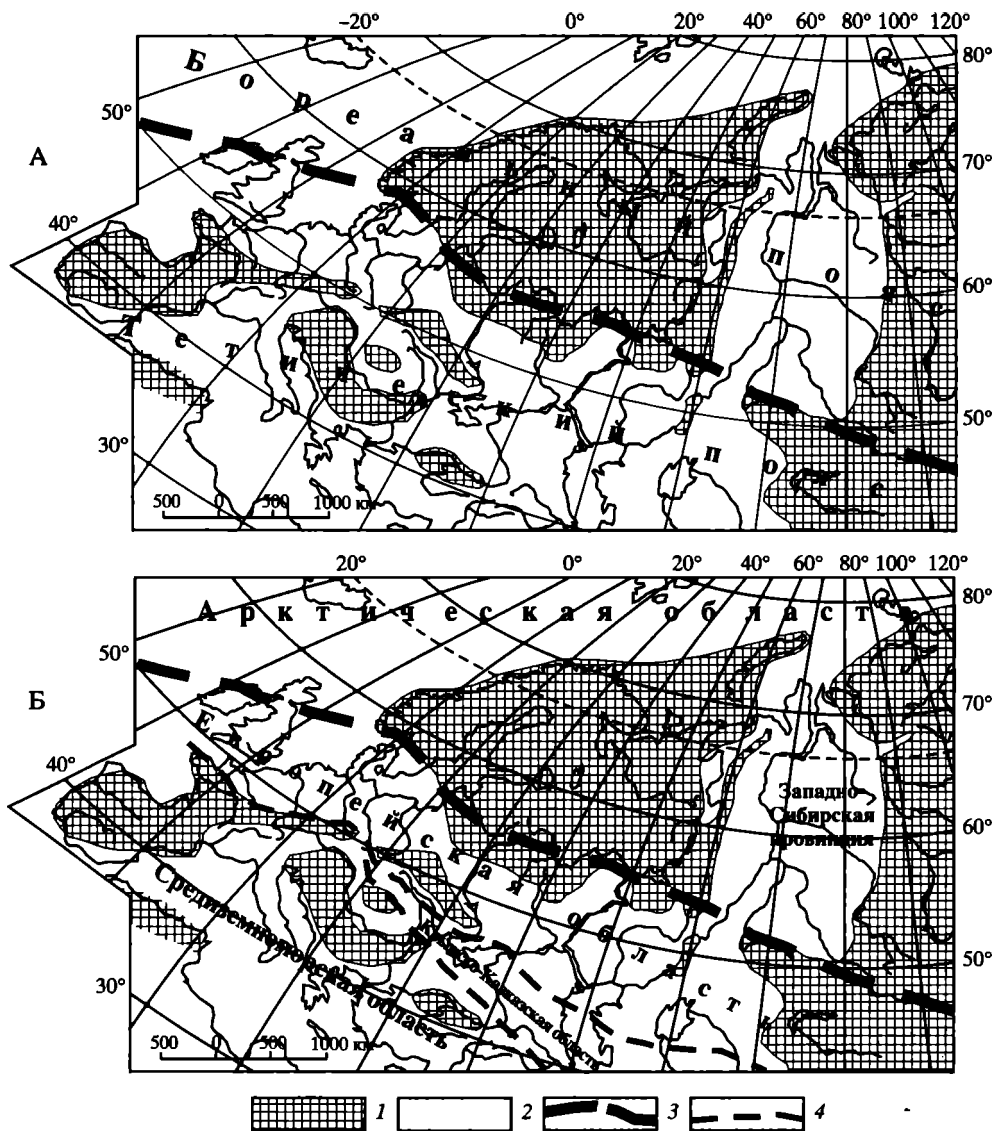


Рис. 5. Схема палеобиографического районирования Северо-Западной Евразии по планктонным фораминиферам для позднего мела и раннего палеогена [Беньямовский, 2004]

А – палеобиографические пояса; Б – области и провинции

1 – суша; 2 – море; 3, 4 – границы между палеобиогеографическими подразделениями: 3 – поясами, 4 – областями

в другие (сантон – ранний маастрихт, ранний лютет и бартон) – отличался в различной степени от средиземноморского. К тому же надо добавить, что некоторые низкоширотные (тропические) роды – *Planorotalites*, *Orbulinoides*, *Cribrorhantkenina* и некоторые виды из родов *Morozovella*, *Igorina*, *Globigerinatheka*, *Turborotalia* – отсутствовали в Крымско-Кавказской области [Беньямовский, 2001]. Крупные фораминиферы были распространены участками с танета по лютет. В Европейской палеобиогеографической области комплексы планктонных фораминифер сильно беднеют и представлены в основном видами с шаровидными камерами и ячеистой скульптурой родов *Hedbergella*, *Brittonella*, *Whiteinella*, *Rugoglobigerina*, *Globigerinoides*, *Subbotina*, *Acarinina*. Нуммулиты встречаются крайне редко.

В Бореальном поясе располагалась Арктическая область, на южном фланге которой находилась Западно-Сибирская провинция. Ее выделение базируется на эндемичности видов бентосных фораминифер (свыше 50 %). Редкие планктонные фораминиферы (в основном из малоспециализированных и космополитных родов *Globigerinelloides*, *Heterohelix*, *Subbotina*, *Catapsidrax*) поселялись в Западно-Сибирском море в периоды вторжения теплых вод Тетического пояса. Комплексы бентосных фораминифер резко отличались от европейских и были близки к канадско-алаянским ассоциациям Арктической области.

Смена палеогеографической и биогеографической обстановок. Важно отметить, что в течение рассматриваемого интервала времени (около 60 млн лет) палеогеографические обстановки значительно менялись. Для иллюстрации тенденций этих изменений были построены пять палеогеографических карт по трем временным срезам в палеоцене Северо-Западной Евразии (см.: [Беньямовский, 2003, рис. 4–6 и 8–10].

В основу их построения положены ареалы распространения комплексов бентосных фораминифер и различных групп известкового и кремниевого микропланктона, совмещенные с фациальными обстановками.

Для сравнения палеогеографических обстановок по планктону были выбраны два временных среза (трансгрессивные фазы) – среднего дания (время зоны *Globosopusa daubjergensis*) и раннего танета (время зоны *Acarinina subsphaerica*). Как в первом, так и во втором отрезке геологического времени вся изученная акватория делилась на две части – одна была занята тетическо-субтетическими поверхностными водными массами, в которой обитали планктонные фораминиферы, а другая – бореальной водной массой, с которой связаны кремниевые организмы (радиолярии и диатомеи). Причем, любопытно, что, если в среднем дании северная граница тетическо-субтетических вод находилась на широте 56° (г. Шадринск), то в начале танета она «спустилась» на 4° южнее (г. Кустанай). Затем, если в раннем палеоцене Датско-Североморский бассейн был заполнен тетическо-субтетической водной массой с планктонными фораминиферами, то в начале танета в нем размещались бореальные водные массы с диноцистами и диатомеями.

На картах, построенных по бентосным фораминиферам для трех временных срезов – дания, зеландия и танета, отчетливо проступают батиметрические зоны – «этажи». Нижний «этаж» соответствовал глубинам континентального склона и его подножия, средняя ступень – глубинам перехода бати-

али в сублитораль и самая верхняя батиметрическая зона (кстати, самая широкая по площади) – шельфовой части морского водоема. Граница между нижней и средней определялась на картах ареалом *Nuttalides truempyi* – вида, который не известен в шельфовых осадках, но зато, наряду с другими глубоководными индикаторами (которые изображены на рис. 2), является характерным видом в батиналь-абиссальных отложениях. Граница между средней и верхней батиметрическими зонами трассировалась по ареалу распространения *Angulogavelinella avnimelechi* и *Stensioeina (Gavelinella) beccariiformis*, а также характерных видов, в основном селившихся на этой глубине.

Следует обратить внимание на исчезновение в шельфовой зоне в начале позднего палеоцена (в зеландии) тепловодного комплекса экозоны *Rotalia saxorum*. Следующее изменение произошло в Западно-Сибирском бассейне в танете и заключалось оно в резком обеднении комплекса фораминифер экозоны *Ammoscalaria friabilis* – *Syclammia soksuvoigovae* (вплоть до исчезновения).

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯВШИЕ СМЕНУ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Широко распространено мнение, что развитие морских бассейнов в Перитетисе регулировалась в основном трансгрессивно-регрессивными циклами [Мусатов и др., 2004; Radionova et al., 2003].

Однако весь приведенный выше материал по экосистемным перестройкам показывает, что, наряду с трансгрессивно-регрессивными циклами, которые, без сомнения, играли важную роль, существовал ряд факторов, которые не в меньшей, а подчас и в большей степени влияли на ход палеогеографических и палеоокеанографических изменений. Кратко остановимся на некоторых из них: водных массах, проливах, течениях и климатических флуктуациях.

Водные массы. В распределении биотических комплексов сказывался в первую очередь характер водных масс (ВМ), т.е. больших объемов воды, занимавших обширные акватории и обладавших только им присущей абиотической и биотической характеристикой (температурой, соленостью, газовым режимом и другими гидрологическими и гидродинамическими параметрами, а также пищевыми ресурсами и биотой). Границы между различными водными массами были весьма резкими.

Для позднего мела и раннего палеогена в рассматриваемом секторе Северо-Западной Евразии могут быть выделены следующие ВМ.

1. Бореальная ВМ, формировавшаяся в пределах Западно-Сибирской провинции. Характеризовалась преобладанием фораминифер и других групп морской биоты, а также эндемиков бореального происхождения.

2. Субтетическая ВМ (европейская, перитетическая) распространялась в пределах Европейской области. Формирование ее было связано с самой Северной периферией Тетиса. Ее биота характеризовалась в основном присутствием и широким развитием форм фораминифер и макрофауны, типичных для эпиконтинентальных (внутренних) морей Европы и Закаспия.

3. Тетическо-субтетическая ВМ возникла на южной окраине Перитетиса в Крымско-Кавказской области в зоне соприкосновения тетической

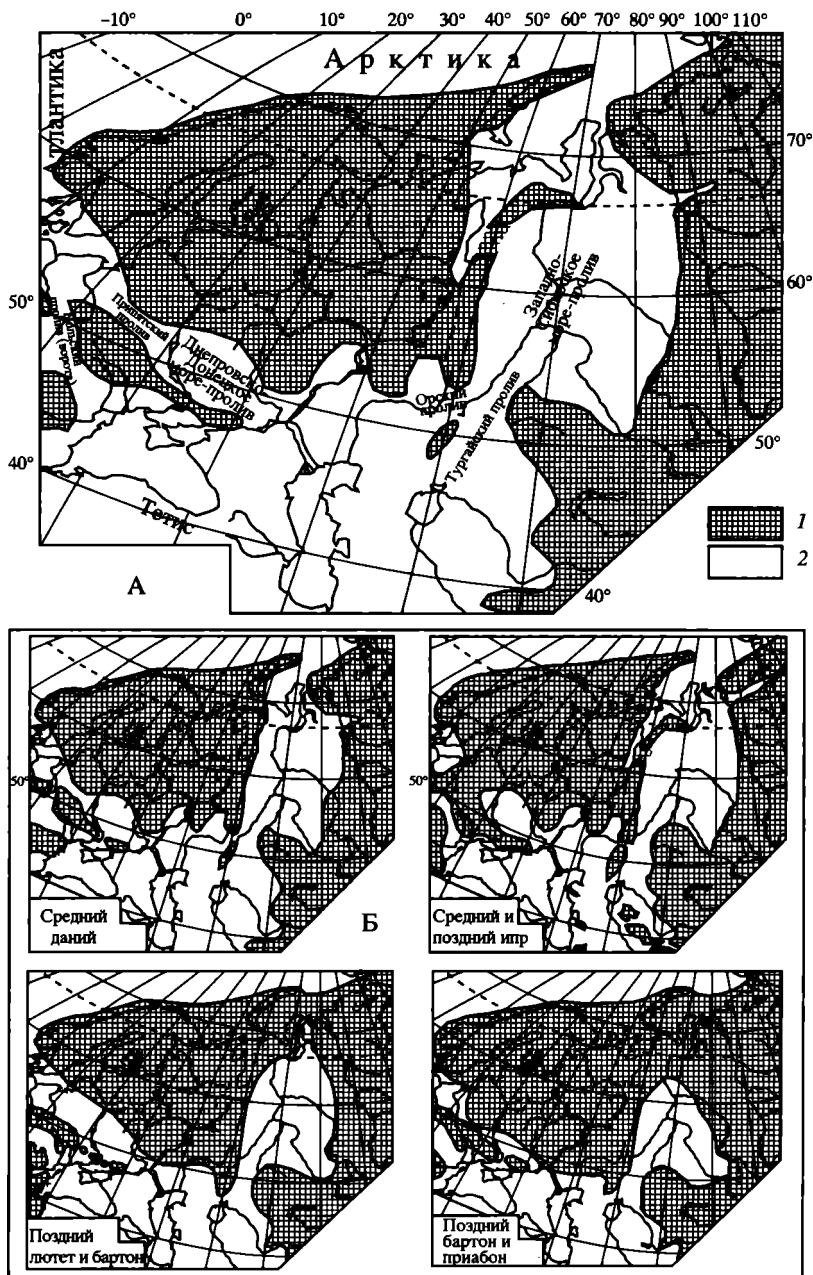


Рис. 6. Меридиональная (Западно-Сибирское море-пролив, Тургайский пролив, Орский пролив) и широтная (Днепро-Донецкое море-пролив, Припятский пролив и Польский пролив-ворота) коммуникационные системы (А) и схема развития морских бассейнов и систем проливов в раннем палеогене Северо-Западной Евразии (Б) (по: [Беньямовский, 2003], с изменениями)

1 – суша; 2 – море

(средиземноморской) и эпиконтинентальной (европейской) ВМ. В ее биоте преобладали средиземноморские элементы, смешанные с характерными европейскими формами.

4. Тетическая (средиземноморская) ВМ формировалась в более низких широтах в пределах бассейна Тетис. Для нее характерно развитие тетической (средиземноморской) морской фауны.

Проливы. Эпиконтинентальные моря, покрывавшие значительную часть Северо-Западной Евразии, располагались между открытыми водными пространствами Арктики, Тетиса и Северной Атлантики.

В позднем мелу сложились меридиональная (в конце сеномана) и широтная (в маастрихте) коммуникационные системы, составленные из проливов и морей-проливов (термин, введенный Д.П. Найдиным [2001]), сохранявшихся в палеогене до начала олигоцена. Долготная система, включавшая Западно-Сибирское море-пролив, а также Тургайский, Тагильский (Среднеуральский) и Аятский (Орский) проливы (рис. 6 и 7) осуществляла в это время прямое взаимопроникновение бореальных и тетических водных масс и фауны по вектору юг–север и север–юг. Широтная коммуникационная система включала Припятский пролив, Днепровско-Донецкое море-пролив и Польский пролив (ворота) и обеспечивала взаимопроникновение близких по характеристикам ВМ в пределах Европейской палеобиогеографической области. Данная система влияла на палеогеографию в целом и на степень эндемизма фораминифер.

Наполнение водой и осадками, обмеление и осушение морей-проливов или их частей напрямую зависело от эвстатических колебаний, а также от разнонаправленных тектонических движений, сопровождавшихся палеогеографическими перестройками. Благодаря открытию и закрытию коммуникационных систем изменялся обмен водными массами и биотой.

В позднемеловой и раннепалеогеновой истории развития долготной системы выделяется три этапа взаимопроникновения бореальных и тетических водных масс – сантонско-раннекампанский, позднекампанско-ипрский и среднелютетско-приабонский (см. рис. 6 и 7). В первом благодаря открытию Тагильского (Среднеуральского) пролива бореальные радиолярии и моллюски проникли в юго-восточную часть Европейской области. Во втором в результате образования Аятского (Орского) пролива и расширения Тургайского пролива вся южная часть Западно-Сибирского моря-пролива очутилась под влиянием тетических (перететических) водных масс и, по-существу, перио-

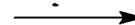


Рис. 7. Развитие микробиоты Западно-Сибирского моря и системы проливов, соединяющих его с другими акваториями в сантоне–маастрихте

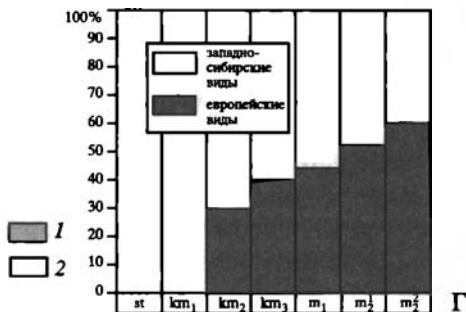
Время: А – сантон-кампанское, Б – позднекампанско-маастрихтское: 1 – море, 2 – суша. Отрады фораминифер (В) и динамика их развития (Г) в сантон-маастрихтское время. Д – маастрихтское море Западной Сибири: 1 – море; 2 – суша; 3 – прибрежно-опресненная часть бассейна; 4,5 – границы: 4 – между зонами (I и II), находящимися под влиянием южных (перететических) водных масс (ВМ) и северных (бореальных) ВМ, 5 – между подзонами с разными комплексами бентосных фораминифер (Ia, Ib, Ic); 6, 7 – течения: 6 – северное (бореальное), 7 – южное (перететическое); 8–11 комплексы бентосных фораминифер: 8 – “примитивных” агглютинирующих, 9 – атаксофрагмеид и текстуляриид, 10 – секретионных, 11 – планктонных планомалинид и хетерохелицид; 12 – радиолярии; 13 – нанопланктон; 14 – диатомеи

А



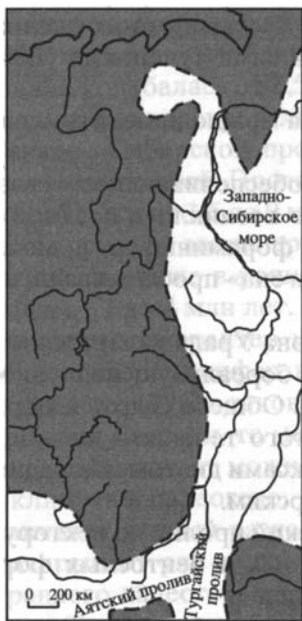
Отряд	st	km ₁	km ₂	km ₃	m ₁	m ₂	m ₃
Astrorhizida	26	26	10	5	2		
Ammodiscida	3	12	10				
Lituolida	55	45	22				
Textulariida		6	15	13	10	2	5
Trochamminida	8	6	2				
Ataxophragmiida	8	5	21	20	8	8	20
Miliolida					1		
Lagenida				18	18	16	10
Polymorphinida					3	3	
Rotaliida			18	37	51	49	47
Globigerinida				5	4	18	18
Incerta sedis			2	2	3	4	
	100%	100%	100%	100%	100%	100%	100%

В



Г

Б



Д



дически превращалась в экотон с присутствием тетических (перететических) видов фораминифер (наибольшее число – в позднем маастрихте – см. рис. 7). Третий этап связан с отделением Западно-Сибирского моря от Арктического бассейна из-за образования сухопутной перемычки в середине лютета (см. рис. 6), которая постепенно расширялась в бартоне и в приабоне. Западно-Сибирское море превратилось в огромный залив-море (напоминающий Мексиканский галф), размеры которого последовательно сокращались к концу эоцена. Последствием этого явилась полная перестройка типа седиментации и микробиоты – преимущественно кремнистые фацции с богатейшими комплексами радиолярий и диатомей сменились терригенными с остракодами и редкими фораминиферами Среднеазиатско-Арало-Тургайского происхождения.

В позднемеловой–раннепалеогеновой истории широтной системы чередуются фазы полной ее открытости (поздний мел, ранний палеоцен и начало позднего палеоцена, ранний–средний лютет) и фазы редуции или закрытости данной системы (конец палеоцена, средний–поздний ипр, бартон–рюпель). Свободный обмен водными массами и биотами между западными и восточными морями Европейской области приводил к фациальной схожести и идентичности комплексов фораминифер и других фаунистических групп по всему водному пространству области. Наоборот, затруднение обмена водными массами и биотами приводило к различиям в седиментологических типах и комплексах фораминифер и другой фауны.

Течения. Обмен водными массами и палеобиогеографические связи между эпиконтинентальными бассейнами и окружавшими их океанами регулировались, видимо, поверхностными и донными течениями [Беньямовский, 2003].

На основе проанализированного материала можно наметить следующие течения.

1. Циркум-североевропейское течение, «обеспечивающее» связь биот вокруг североевропейской суши. Это течение возникло в позднем мелу и проявлялось в зеландии, когда комплексы фораминифер и моллюсков «шведского палеоцена» и «палеоцена Копенгагена» прослеживались по всему периметру этой суши.

2. Северное течение вдоль восточного склона Урала из Арктической области по вектору север–юг, «доставлявшее» бореальную водную массу и кремнистую биоту через Орский пролив вдоль Общего Сырта в моря Европейской провинции. Вероятный «продукт» этого течения – палеоценовые диатомиты Ульяновского Поволжья с комплексами диатомей и радиолярий, чрезвычайно близких по составу западносибирским.

3. Южное течение из Тетиса через Тургайский пролив по вектору юг–север, способствовавшее расселению планктонных и бентосных фораминифер тетического (перететического) происхождения.

4. Западное течение по вектору запад–восток, благодаря которому в позднемеловое время (монская фаза) тропические монские фораминиферы и конхилиофауна расселились от Атлантики до Таджикской депрессии.

5. Восточное течение по вектору восток–запад, способствовавшее передвижению фораминифер и других форм из восточных морей Европейской области в западные.

Климатические флуктуации. Анализ планктонных фораминифер позднего мела и палеогена Крымско-Кавказской и Европейской областей, а также Западно-Сибирской провинции позволил выявить несколько возрастных уровней с широким распространением тетическо-субтетических комплексов.

На рис. 8 показаны миграции тетическо-субтетических (крымско-кавказских) ВМ и комплексов планктонных фораминифер в Европейскую область и далее в Западно-Сибирскую провинцию. Появление таких комплексов в средних и высоких широтах скорее всего можно объяснить потеплениями, которые приводили к миграциям планктонных фораминифер в северном направлении.

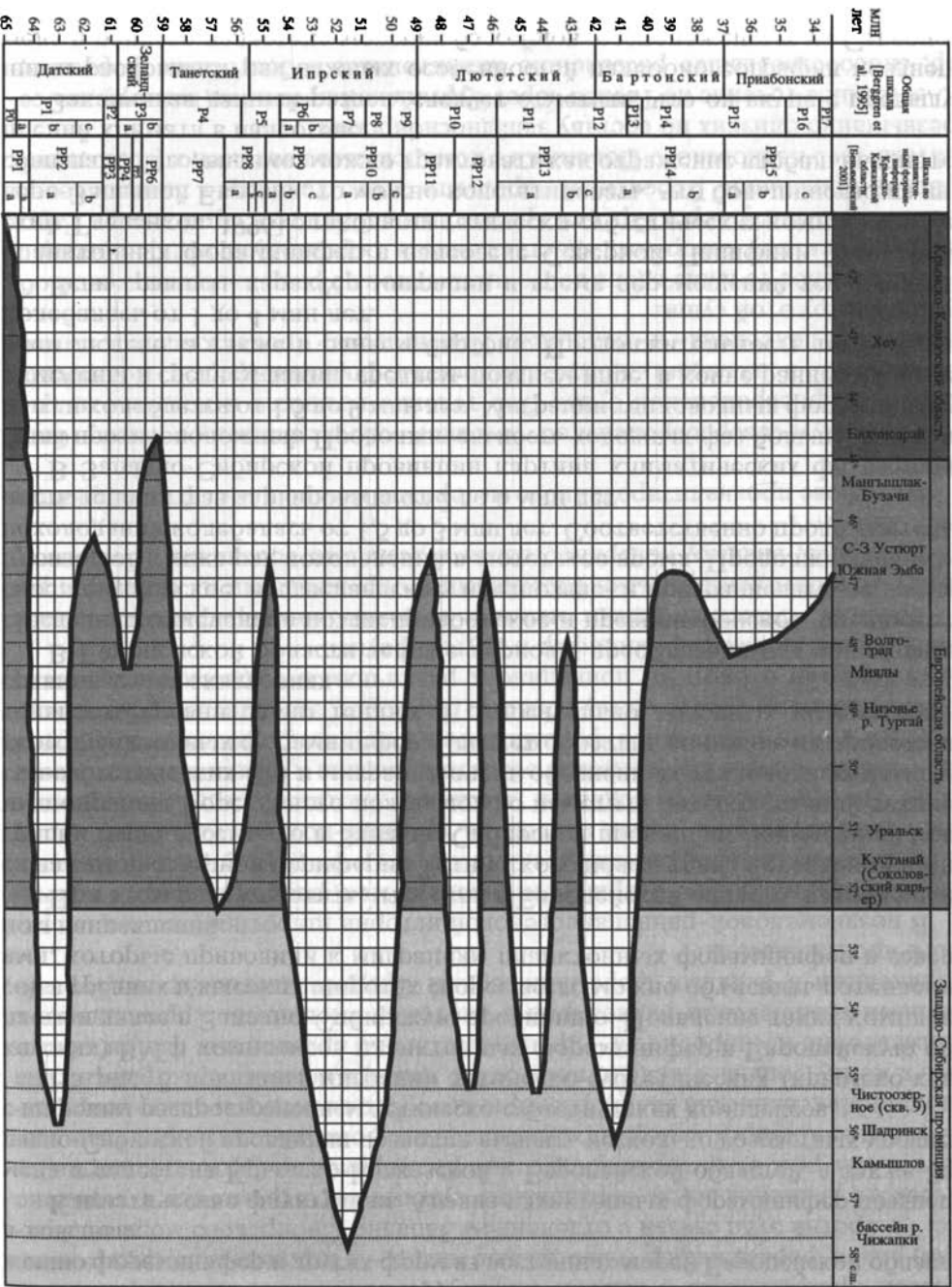
При этом надо отметить, что, если в Европейской области, находившейся на самой северной периферии Тетического пояса, таких потеплений и миграций было восемь, то в Западно-Сибирской провинции, занимавшей южные окраины Бореального пояса, можно наметить пять вторжений тетическо-субтетических ВМ и миграций очень обедненных теплопроводных комплексов планктонных фораминифер. Следует обратить внимание на продолжительность сравнительно теплых и относительно холодных интервалов в сравниваемых акваториях.

В Европейской области теплые периоды преобладали над холодными. Последние отмечены в позднеприабонское и предприабонское, предлютетское, предипрское, предзеландское, предпоздне- и предраннедатское время; произошел также ряд похолоданий в лютетское время. Продолжительность похолоданий колебалась от 1,5 до 3 млн лет. Соответственно продолжительность теплых фаз варьировала от 2 до 6 млн лет.

В Западно-Сибирской провинции картина климатических флуктуаций была противоположной. Продолжительность холодных фаз больше, чем теплых, и колеблется от 1,5 до 9 млн лет. Миграции теплопроводных фораминифер отмечены в среднем дании, среднем–позднем ипре, в конце раннего и в среднем лютете, а также в раннем бартоне. Продолжительность теплых фаз колебалась от 1 до 4 млн лет.

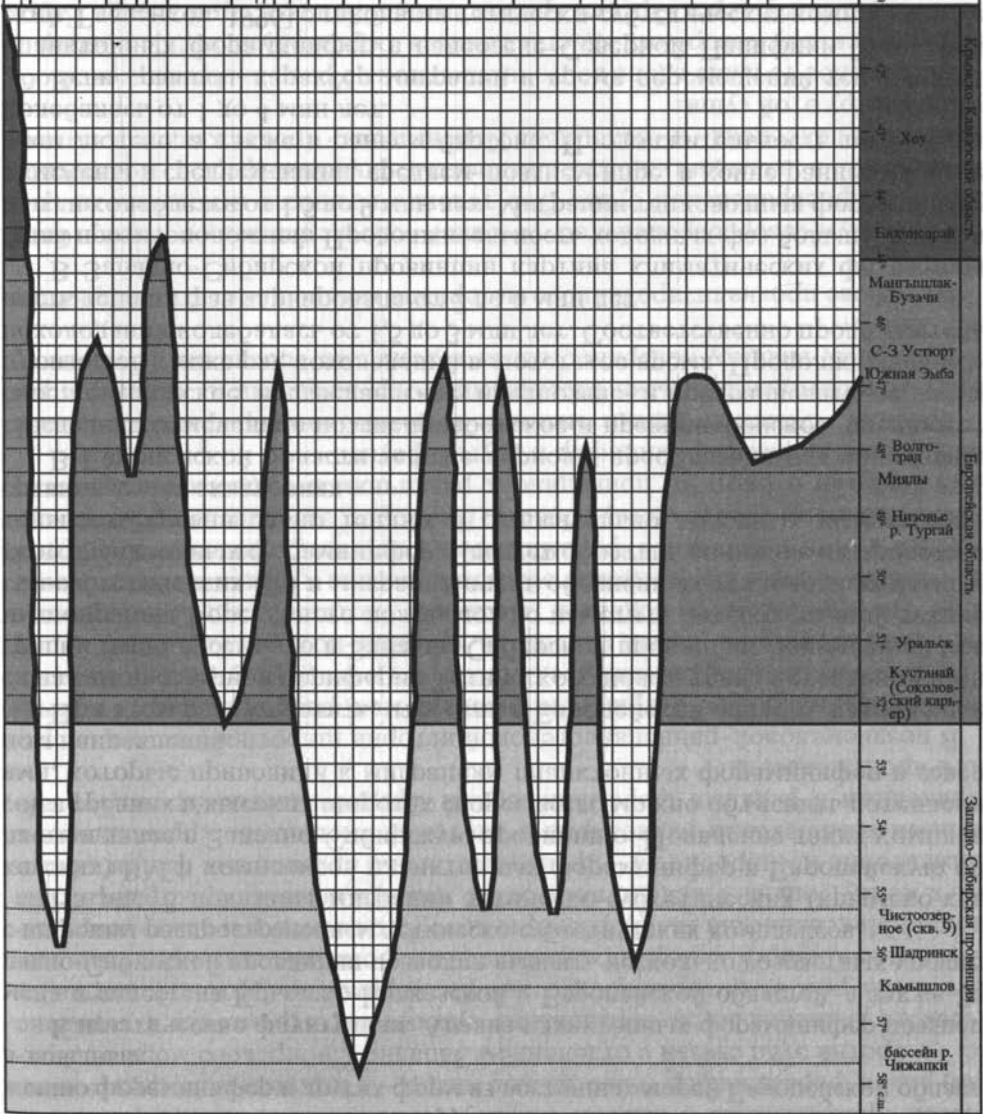
Если сравнить характер миграции и время перемещений теплопроводных планктонных фораминифер в палеогене Северной Пацифики [Беньямовский, Гладенков, 1996] с таковыми тетическо-субтетических комплексов Северо-Западной Евразии, то можно констатировать, что большинство из них совпадало. Это, видимо, можно трактовать как отражение глобальных потеплений климата в палеогене.

Заканчивая данный раздел, следует отметить, что он вкуче с предыдущими раскрывает ряд важных особенностей палеобиогеографии позднего мела и раннего палеогена морских бассейнов, расположенных на Северной периферии Тетиса, и дополняет некоторые палеобиогеографические детали, на которые ранее не обращалось внимание.



МШН
лет

34	р17	с	а	а
35	р16	рр15	б	а
36	р15	а	а	а
37	р14	рр14	б	а
38	р13	а	а	а
39	р12	а	а	а
40	р11	рр13	а	а
41	р10	рр12	а	а
42	р9	рр11	а	а
43	р8	рр10	б	а
44	р7	а	а	а
45	р6	рр9	с	а
46	р5	рр8	а	а
47	р4	рр7	а	а
48	р3	рр6	а	а
49	р2	рр5	а	а
50	р1	рр4	а	а
51	р0	рр3	а	а
52	р-1	рр2	а	а
53	р-2	рр1	а	а
54	р-3	рр0	а	а
55	р-4	рр-1	а	а
56	р-5	рр-2	а	а
57	р-6	рр-3	а	а
58	р-7	рр-4	а	а
59	р-8	рр-5	а	а
60	р-9	рр-6	а	а
61	р-10	рр-7	а	а
62	р-11	рр-8	а	а
63	р-12	рр-9	а	а
64	р-13	рр-10	а	а
65	р-14	рр-11	а	а



ВЫВОДЫ

1. Охарактеризованные 20 рубежей экосистемных перестроек в сеномане–приабоне Северо-Восточного Перитетиса обозначают границы масштабных (даже глобальных) этапов развития абиотической среды и органического мира. Доказательством этого является показанная выше частая синхронность и схожесть многих геологических и биотических событий в эпиконтинентальных водоемах Северо-Западной Евразии и в других акваториях Мирового океана. Сходимость экосистемных перестроек в разных в геологическом и палеогеографическом отношении регионов значительно помогает корреляции стратиграфических схем.

2. Выявление ряда абиотических факторов, влиявших на динамику эволюции экосистем, находит прямое отражение в стратиграфических, палеогеографических и геологических построениях.

К этим факторам относились: 1) климатическо-астрономические циклы прецессии, наклонения эклиптики и эксцентриситета земной орбиты (циклы Миланковича); 2) эвстатические изменения уровня моря; 3) региональные, блоковые и эпейрогенические тектонические движения; 4) трансгрессивно-регрессивная цикличность; 5) вулканизм; 6) седиментологические и циклическо-ритмовые фациальные преобразования; 7) водные массы; 8) динамика развития проливов и внутренних морей-проливов, поверхностных и донных течений долготной и широтной ориентации, а также апвеллингов в процессах обмена водными массами и биотами различных бассейнов и разных батиметрических зон; 9) образование сухопутных барьеров и превращение открыто-сквозных внутренних морей-проливов в полуизолированные бассейны-заливы; 10) стагнационно-анаэробные процессы, резко менявшие условия осадконакопления и обитания; 11) температурные и климатические флуктуации.

3. Палеобиогеографические изменения – расширение или сужение ареалов сообществ, миграции, изменение палеобиогеографических связей, перемещение границ провинций, областей, поясов и возникновение экотонов – все это находится в органической связи с динамикой абиотических факторов.

4. Анализ ископаемых комплексов позволил наметить палеобиогеографическое районирование Северо-Западной Евразии для позднего мела и раннего палеогена (до олигоцена) по фораминиферам. По планктонным фораминиферам выделяются Тетический и Бореальный пояса. В пределах Северо-Западной Евразии в Тетическом поясе располагались бассейны Средиземноморской области с тетической (средиземноморской) водной массой, а также бассейны Крымско-Кавказской области с тетическо-субтетической ВМ и Европейской палеобиогеографической области с субтетической ВМ. Крымско-Кавказская и Европейская области, занимавшие периферию

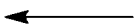


Рис. 8. Миграции тетическо-субтетических (крымско-кавказских) водных масс (ВМ) и их комплексов планктонных фораминифер (заштриховано) в фазы вероятного потепления в северном направлении в Европейскую область и в Западно-Сибирскую провинцию

Тетического пояса, именуется в литературе как Северо-Восточный Перитетис. В Бореальном поясе размещался морской водоем Западно-Сибирской провинции Арктической области (с бореальной ВМ).

По бентосным фораминиферам в упомянутом регионе последовательно прослеживается ряд батиметрических зон – «этажей»: шельфовая, батиаль-абиссальная и переходная между ними (самая нижняя часть сублиторали и верхние части континентального склона). Каждая батиметрическая зона характеризовалась различными водными массами и экозонами бентосных фораминифер, комплексы которых отражали определенную гидрологическую обстановку.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФИ (№№ 04-05-64424, 05-05-64910 и 05-05-65157) и РФФИ-JSPS (№ 05-05-66935ЯФ).

ЛИТЕРАТУРА

- Айзеништадт Г.Е.-А., Колтыгин С.Н., Размыслова Е.И.* и др. Нефтегазоносные толщцы Прикаспийской впадины. Л., 1967. 311 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 253).
- Алабушева А.В.* О первой находке планктонных фораминифер в датских отложениях Хатырской впадины (Северо-Восток СССР) // ДАН СССР. 1989. Т. 308, № 6. С. 1462–1465.
- Алексеев А.С.* Массовые вымирания в фанерозое: Дис. д-ра геол.-минерал. наук. М., 1998. 76 с.
- Амитров О.В.* История гастропод палеогеновых морей запада Евразии. М.: Наука, 1993. 208 с.
- Амон Э.О.* К биостратиграфии пограничных отложений мела и палеогена в Среднем Урале // Ежегодник ИГиГ. УрО АН СССР, 1987. Свердловск, 1987. С. 23–24.
- Амон Э.О.* О границе мела и палеогена в Среднем и Южном Зауралье по данным стратиграфического распространения комплексов микрофауны // Проблемы стратиграфии Урала: Мезозой и кайнозой. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 25–39.
- Амон Э.О.* Морские акватории Уральского региона в средне- и поздне меловое время // Геология и геофизика. 2001. Т. 43, № 3. С. 471–483.
- Архангельский А.Д.* Палеоценовые отложения Саратовского Поволжья и его фауна // Материалы для геологии России. 1905. Т. 22. С. 1–218.
- Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. 304 с.
- Ахлестина Е.Ф., Иванов А.В.* Модели кремненакопления в морских бассейнах Нижнего Поволжья // Изв. Саратов. ун-та. 2002. Т. 2, вып. 2. С. 91–95.
- Ахметьев М.А.* Наземная флора Северной Евразии на границе мела и палеогена // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1995. Т. 70, вып. 6. С. 65–78.
- Ахметьев М.А.* Климат земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 10–43. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550).
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О.* и др. Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 30–57.
- Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Беньямовский В.Н.* и др. Новые данные по морскому палеогену юга Западно-Сибирской плиты. Ст. 1 // Там же. 2004. Т. 12, № 1. С. 67–93.
- Ахметьев М.А., Беньямовский В.Н.* Палеоцен и эоцен Российской части Западной Евразии: (биостратиграфия, седиментология, палеогеография и климат) // Там же. (в печати).
- Барбошкин Е.Ю.* Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления: (Стратиграфия, палеогеография, бореально-тетическая корреляция): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 2001. 50 с.

- Беньямовский В.Н.* Стратиграфическая схема палеогена Прикаспийско-Мугоджарского региона: (Пример построения региональной стратиграфической схемы палеогена на палеогеографической основе) // Палеогеографическое обоснование стратиграфических построений. М.: Изд-во МГУ, 1994. С. 90–120.
- Беньямовский В.Н.* Обоснование детальной стратиграфической схемы нижнего палеогена Крымско-Кавказской области // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. С. 210–223.
- Беньямовский В.Н.* Пролиты, водные массы, течения и палеобиогеографическое районирование морских бассейнов палеоцена Северо-Западной Евразии по фораминиферам // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 4. С. 57–78.
- Беньямовский В.Н.* Опыт использования фораминифер для палеобиогеографического районирования и установления факторов, определявших смену палеогеографии Северного Перитетиса и его обрамления в позднем мелу – раннем палеогене // Материалы Второй научно-практической конференции «Фанерозой Волго-Уральской, Прикаспийской и Северо-Кавказской провинций: стратиграфия, литология и палеонтология». Саратов, 2004. С. 15–20.
- Беньямовский В.Н., Ахметьев М.А., Алексеев А.С.* и др. Морской терминальный мел и палеоген южной части Западной Сибири // Там же. 2002. Т. 77, вып. 5. С. 28–50.
- Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П., Пронин В.Г.* Палеоген Южного Зауралья. Ст. 1. Палеоген в южной части Тургайского прогиба // Изв. вузов. Геология и разведка. 1993, № 6. С. 22–36.
- Беньямовский В.Н., Васильева О.Н., Левина А.П., Пронин В.Г.* Палеоген Южного Зауралья. Ст. 2. Палеоген в центральной, северной частях Тургайского прогиба и Курганском Зауралье // Там же. 1995, № 2. С. 2–15.
- Беньямовский В.Н., Гладенков Ю.Б.* Климатические колебания и миграции палеобиоты в палеогене Северной Пацифики // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4, № 5. С. 66–82.
- Беньямовский В.Н., Копачевич Л.Ф.* Детальная схема зонального деления кампана–маастрихта Европейской палеобиогеографической области // Там же. 2001. Т. 9, № 6. С. 65–79.
- Беньямовский В.Н., Копачевич Л.Ф.* Комплексы фораминифер в коньяк-савтонских отложениях Мангышлака и русской платформы // Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. С. 193–208.
- Беньямовский В.Н., Левина А.П., Пронин В.Г., Табачникова И.П.* Палеоценовые отложения в Тургайском прогибе // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 10. С. 3–14.
- Беньямовский В.Н., Фрегатова Н.А., Спирина Л.В.* и др. Зоны планктонных и бентосных фораминифер в палеогене Восточной Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 1. С. 100–113.
- Беньямовский В.Н., Шерба И.Г.* Палеобатиметрия и аноксия позднепалеоценового бассейна Большого Кавказа в свете новых микропалеонтологических данных // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 6. С. 790–794.
- Брагина Л.Г., Беньямовский В.Н., Застрожных А.С.* Радиолярии, фораминиферы и стратиграфия верхнемеловых отложений юго-востока Русской платформы (Правобережье Волгоградского Поволжья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 5. С. 84–93.
- Бугрова Э.М.* Фораминиферы эоцена юга СССР: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л., 1988. 36 с.
- Бугрова Э.М.* Развитие и расселение фораминифер в посткризисную эпоху раннего палеогена // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 2. С. 54–60.
- Бугрова Э.М.* Среднеэоценовое (кумское) событие, Северный Кавказ // Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональных корреляций фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 97–99.
- Бугрова Э.М.* Фораминиферы и биогеография Крымского участка Перитетиса в раннем эоцене // Геология Крыма. СПб.: Изд-во СПб. ун-та, 2002. Вып. 2. С. 86–92.
- Бугрова Э.М.* Стратиграфическое и географическое распространение верхнеэоценовых фораминифер на северной окраине бассейна Тетис // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9, № 2. С. 92–104.

- Василенко Л.В.* Комплексы фораминифер из меловых отложений острова Белый (Карское море) // Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1997. С. 143–152.
- Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф.* и др. Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании. М.: Изд-во МГУ, 1998.
- Волков Ю.В., Найдин Д.П.* Вариации климатических зон и поверхностные океанические течения в меловом периоде // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 6. С. 103–123.
- Волобуева В.И., Гладенков Ю.Б., Беньямовский В.Н.* и др. Опорный разрез морского палеогена Севера Дальнего Востока (полуостров Ильпинский). Ч. 1. Стратиграфия. Магадан; СВКНИ ДВО РАН, 1994. 64 с.
- Гаврилов Ю.О., Музылев Н.Г.* К геохимии сапропелитовых прослоев в палеогеновых отложениях Центрального Кавказа // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 6. С. 84–98.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А.* Глобальное биосферное событие на границе палеоцена и эоцена // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 493–503. (Труды ГИН; Вып. 565).
- Гладенков Ю.Б.* Зоны перехода от океанов к континентам: Опыт стратиграфических и палеоэкологических исследований // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 9. С. 11–34.
- Гладенков Ю.Б.* Биосферная стратиграфия: (Проблемы стратиграфии начала XXI века). М.: ГЕОС, 2004. 120 с.
- Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е.* Геологические события палеогена Камчатки // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 1. С. 97–108.
- Глезер З.И.* Проблемы зональной стратиграфии эоцена по кремневому фитопланктону (на примере эоцена Прикаспийской впадины) // Там же. 1996. Т. 4, № 4. С. 83–94.
- Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д., Тесленко Ю.В.* Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М.: Наука, 1968. 152 с.
- Горбач Л.П.* Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеогена Крыма. М.: Недра, 1972. 152 с.
- Горбач Л.П., Шехоткин В.В.* Поверхностное окремнение в нижнем палеогене Крыма как показатель палеогеографической обстановки // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 5. С. 1173–1176.
- Давидзон Р.М., Крейденков Г.П., Салибаев Г.Х.* Стратиграфия палеогеновых отложений Таджикской депрессии и сопредельных территорий. Душанбе: Дониш, 1982. 150 с.
- Джалилов М.Р., Атабекян А.А., Корчагин О.А., Хакимов Ф.Х.* О крайнем восточном пункте находок поздне меловых белемнителлид в южных районах СССР // Докл. АН ТаджССР. 1986. Т. 29, № 10. С. 619–621.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И.* Палеогеография коньяк-маастрихтского времени позднего мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 3. С. 3–15.
- Железко В.И., Папулов Г.Н.* О находке зубов сантон-кампанских селажий в Южном Зауралье и возможности бореально-тетической корреляции // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя. М.: Наука, 1989. С. 199–203.
- Жукова Е.А.* Стратиграфия меловых отложений Гиссарского хребта по фауне фораминифер. Ташкент, 1963. 127 с. (Тр. Ин-та геологии и разведки нефт. и газовых месторождений АН УзССР).
- Захаров В.А., Лебедева Н.К., Маринов В.А.* Биотические и абиотические события в позднем мелу Арктической биогеографической области // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1093–1103.
- Захаров В.А., Меледина С.В., Шурыгин Б.Н.* Палеобиохория юрских бореальных бассейнов // Там же. 2003. Т. 44, № 7. С. 664–675.
- Каплан А.А., Григалис А.А., Стрельникова Н.И., Гликман Л.С.* Стратиграфия и корреляция палеогеновых отложений юго-запада Прибалтики // Сов. геология. 1977. № 4. С. 30–43.
- Каханова Л.П., Яркин В.И.* Новые данные к установлению палеоценовых образований Средней Азии // ДАН СССР. 1966. Т. 167, № 6. С. 1334–1357.
- Кисельман Э.Н.* Расчленение верхнесенонских отложений Западно-Сибирской низменности по фораминиферам (верхняя часть верхнего кампана, маастрихт) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. Новосибирск: Наука, 1969. С. 163–175. (Тр. СНИИГГѳМС; Вып. 8).

- Кисельман Э.Н.* Комплексы фораминифер палеогеновых отложений Западной Сибири // Палеоген и неоген Сибири: (Палеонтология и стратиграфия). Новосибирск: Наука, 1978. С. 41–51.
- Козлова Г.Э.* Радиолярии палеогена бореальной области России. СПб.: Наука, 1999. 323 с.
- Коненкова И.Д.* Комплекс фораминифер нижнепалеоценовых отложений Восточного Причерноморья // Палеонтол. сб. 1977. № 14. С. 33–38.
- Коненкова И.Д., Шеремета В.Г.* Фораминиферы и остракоды из нижнепалеоценовых отложений Северо-Восточного Причерноморья // Там же. 1968. № 5, вып. 2. С. 63–66.
- Короновский Н.В., Ломидзе М.Г., Гуцин А.И.* и др. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1997. № 4. С. 5–12.
- Кузнецова К.И., Корчагин О.А.* Глобальная экспансия планктонных фораминифер: триас, юра, мел // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М.: Наука, 2004. С. 124–148. (Тр. ГИН РАН; Вып. 550).
- Липман Р.А., Хохлова И.А.* Микрофаунистическая характеристика верхнемеловых и палеогеновых отложений Северного Приаралья // Тр. ВСЕГЕИ. 1964. Т. 93. С. 181–190.
- Макулбеков Н.М.* Палеогеновые флоры Западного Казахстана и Нижнего Поволжья. Алма-Ата: Наука АН КазССР, 1977. 253 с.
- Макулбеков Н.М.* Палеоценовые и эоценовые флоры Центральной Евразии: Автореф. дис. ... д-ра геол. минерал. наук. М., 1997. 67 с.
- Маринов В.А.* Влияние газового режима на динамику количественного разнообразия и сохранность бентосных фораминифер в разрезе турона–коньяка Приполярного Зауралья // Биостратиграфия и микроорганизмы фанерозоя Евразии. М.: ГЕОС, 1997. С. 158–164.
- Маринов В.А.* Фациальные комплексы фораминифер и обстановки диагенеза поздне меловых отложений Западной Сибири // Актуальные вопросы геологии и географии Сибири. Томск, 1998. Т. 1. С. 265–268.
- Маслакова Н.И.* Глоботрунканиды юга Европейской части СССР. М.: Наука, 1978. 166 с.
- Маслакова Н.И., Нгуен Ван Нгок.* Распространение бентосных фораминифер в пограничных отложениях мела и палеогена Юго-Западного Крыма // Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1975. С. 7–14.
- Маслун Н.В.* Агглютинирующие фораминиферы нижнетретичных отложений внутренней зоны Предкарпатского прогиба и их значение для выяснения условий осадкообразования. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1973. 26 с.
- Меннер В.В.* Пространственное значение стратиграфических подразделений // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971. Т. 46, вып. 2. С. 9–16.
- Меннер В.В.* Задачи стратиграфии и палеогеографические методы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1979. № 12. С. 20–29.
- Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Гаврилов Ю.О.* и др. Палеонтологическая и геохимическая характеристики верхнепалеоценового сапропеля Центрального Предкавказья // Вопр. микропалеонтологии. 1996. Вып. 31. С. 37–43.
- Музылев Н.Г., Беньямовский В.Н., Табачникова И.П.* Сапропелевые прослои в нижнепалеогеновых отложениях юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 117–119.
- Мусатов В.А., Музылев Н.Г., Ступин С.И.* Палеоценовые отложения Поволжья и Северного Прикаспия: Новые данные, событийный подход // Вопросы стратиграфии фанерозоя Поволжья и Прикаспия. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та. 2004. С. 226–257.
- Мятлюк Е.В.* Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат: (мел–палеоген). Л., 1970. 360 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 282).
- Найдин Д.П.* О соотношении биостратиграфических и палеобиогеографических подразделений низшего ранга // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1973. Т. 48, вып. 6. С. 50–63.
- Найдин Д.П.* Поздне меловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Ст. 2. События рубежей сеноман/турон и маастрихт/даний // Там же. 1993. Т. 48, вып. 3. С. 33–53.
- Найдин Д.П.* Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Ст. 2. Верхнемеловые секвенции платформы // Там же. 1995. Т. 70, вып. 2. С. 49–65.

- Найдин Д.П.* Границы ярусов меловой системы: Международный симпозиум (Брюссель, 1995) // Там же. 1996. Т. 71, вып. 4. С. 41–55.
- Найдин Д.П.* Меридиональные связи позднемеловой морской биоты Северного полушария // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 8–14.
- Найдин Д.П.* Тургайский пролив в системе меридионального соединения позднемеловых морей Северного полушария // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78, вып. 4. С. 24–34.
- Найдин Д.П.* Пара известняк–мергель ритмичной карбонатной толщи сеномана Крыма – показатель различных палеогеографических режимов полуциклов прецессии // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 1. С. 12–16.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н.* Разрез палеогена Сувлукая (Крым) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 3. С. 75–86.
- Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копяевич Л.Ф.* Методы изучения трансгрессий и регрессий. М.: Изд-во МГУ, 1984. 162 с.
- Олферьев А.Г., Вишневская В.С., Казинцова Л.И.* и др. Новые данные о верхнемеловых отложениях Подмосковья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 3. С. 64–82.
- Орешкина Т.В., Алексеев А.С., Смирнова С.Б.* Мел-палеогеновые отложения Полярного Предуралья: Биостратиграфические и палеогеографические аспекты // Урал: Фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 183–192. (Тр. ГИН РАН; Вып. 500).
- Папулов Г.Н.* Меловые отложения Урала. М.: Наука, 1974. 202 с.
- Первушов Е.М.* Позднемеловые вентрикулитидные губки Поволжья // Тр. НИИ геологии Саратов. ун-та. Н.С. 1998. Т. 2. С. 1–162.
- Подобина В.М.* Фораминиферы верхнего мела и палеогена Западно-Сибирской низменности, их значение для стратиграфии. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1975. 270 с.
- Подобина В.М.* Новые данные по биостратиграфии палеоцена Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 5. С. 61–67.
- Подобина В.М.* Фораминиферы и биостратиграфия палеогена Западной Сибири. Томск: Изд-во Научн.-техн. лит., 1998. 338 с.
- Подобина В.М.* Биостратиграфия и биогеография сеномана–сантона Западной Сибири, Западной Канады и Северной Аляски (на основании фораминифер) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75, вып. 4. С. 31–38.
- Пояркова З.Н.* Двустворка (тригониды) // Верхнемеловые отложения Южного Зауралья (район Верхнего Притоболья). Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 106–114.
- Радионова Э.П., Васильева О.Н., Козлова Г.Э.* и др. Биотические события при переходе от палеоцена к эоцену в Западной Сибири и Северном Тургае: Свидетельства по кремниевому и органикостенному планктону // Тез. докл. 50-й сес. ВПО. СПб., 2004. С. 108–110.
- Радионова Э.П., Орешкина Т.В., Хохлова И.Е., Беньямовский В.Н.* Эоценовые отложения северо-восточного борта ДДВ: (Зональная стратиграфия и циклический анализ) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 85–105.
- Сакс В.Н., Басов В.А., Дагис А.А.* и др. Палеозоогеография бореального пояса в юре и неокоме // Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971. С. 179–211.
- Стрельникова Н.И.* Палеогеновые диатомовые водоросли. СПб., 1992. 308 с.
- Тур Н.А., Казинцова Л.И.* Новые данные по биостратиграфии маастрихтских отложений Мордовии: Фораминиферы, радиолярии // Меловая система России: Проблемы стратиграфии и палеогеографии: Тез. докл. СПб., 2004. С. 77.
- Умова Л.А., Цацур Г.И., Шатров В.П.* Палеогеография восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. Свердловск: УФ АН СССР, 1968. 83 с.
- Унифицированные региональные стратиграфические схемы неогеновых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГиМС, 2001. 64 с.
- Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности / Под ред. Н.Н. Субботиной. Л., 1964. 455 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 234).
- Хоментовский О.В., Захаров В.А., Лебедева Н.К., Воробьева О.И.* Граница сантона и кампана на севере Сибири // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 4. С. 512–529.
- Шацкий С.Б.* Основные вопросы стратиграфии и палеогеографии палеогена Сибири // Палеоген и неоген Сибири: (Палеонтология и стратиграфия). Новосибирск, 1978. С. 3–21.

- Шуцкая Е.К. Фораминиферы верхних слоев «датско-монских» известняков Юго-Западного Крыма // Тр. ВНИГНИ. 1958. Вып. 9. С. 197–211.
- Шуцкая Е.К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и западной части Средней Азии // Там же. 1970. Вып. 70. С. 1–255.
- Юферев О.В. Палеобиогеографические пояса и подразделения ярусной шкалы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 5. С. 77–84.
- Языкова Е.А. Сантон-кампанское событие // Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональных корреляций фанерозоя России. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 69–71.
- Ярцева М.В. К вопросу о возрасте «датско-монских» известняков Юго-Западного Крыма // Вопр. микропалеонтологии. 1966. Вып. 10. С. 248–154.
- Alekseev A.S., Kopaevich L.F., Ovechkina M.N., Olfieriev A.G. Maastrichtian and Lower Palaeocene of Northern Saratov Region // Bull. Inst. Roy. Sci. Natur. Belg. 1999. Vol. 69, suppl. A. P. 15–46.
- Barron J.A., Baldauf J.G., Barrera E. et al. Biochronological and magnetostratigraphic synthesis of Leg 119 sediments from the Kerguelen Plateau and Prydz Bay, Colledge Antarctica // Proc. Ocean Drilling Program. Sci. Results. 1991. Vol. 119. P. 813–847.
- Barron J.A., Larsen B., Baldauf J.G. Evidence for Late Eocene to Early Oligocene Antarctic glaciation and observations on Late Neogene glacial history of Antarctica: Results from Leg 119 // Ibid. 1991. Vol. 119: Texas P. 869–891.
- Barron J.A. Diatom biostratigraphy of the CESAR 6 cor // Geol. Surv. Canada Pap. 1985. N 84–22. P. 137–148.
- Beniamovski V.N. Dynamics of development of benthic Paleocene-Early Eocene foraminifera faunas of the European paleobiogeographic area (EPA) // Strata. Ser. 1. 1998. Vol. 9. P. 29–32.
- Beniamovski V.N., Alekseev A.S., Ovechkina M.N., Oberhänsli H. Middle to Upper Eocene dysoxic-anoxic Kuma Formation (northeast Peri-Tethys): Biostratigraphy and paleoenvironments // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene. Boulder (Color.): Geol. Soc. of Amer., 2003. P. 95–112. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. N 369).
- Beniamovski V.N., Kopaevich L.F. Late Cretaceous paleobiogeography and migrations of Foraminifera in Western Eurasia // Aspects of Cretaceous stratigraphy and palaeobiogeography: Proc. of the 6th Intern. Cretaceous symp., Vienna, 2000. Vienna, 2002a. P. 61–78. Vienna, Oesterr. Akad. Wiss. Schriften. Erdwiss. Kommiss.; Bd. 15).
- Beniamovski V.N., Kopaevich L.F. Late Santonian-Maastrichtian paleobiogeography of the Peri-Tethyan basins of Europe // Tethyan/Boreal cretaceous correlation. Bratislava, 2002b. P. 173–185.
- Berggren W.A., Aubert J. Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy, paleobiogeography and paleoecology of Atlantic-Tethyan regions: Midway-type fauna // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1975. Vol. 18. P. 73–192.
- Berggren W.A., Kent D.V., Switsher C.C., III, Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy: Geochronology, time scale and global stratigraphy correlation // SEMP Spec. Publ. 1995. N 54. P. 129–212.
- Caron M. Cretaceous planktic foraminifera // Plankton stratigraphy. Cambridge: Cambridge Univ. press, 1985. P. 17–85.
- Gale A.S., Montgomery P., Kennedy W.J. et al. Definition and global correlation of the Santonian–Campanian boundary // Terra Nova. 1995. Vol. 7. P. 611–622.
- Gavrilov Yu.O., Shcherbinina E.A., Muzylöv N.G. A Paleogene sequence in central North Caucasus: A response to paleoenvironmental changes // Geol. fören. Stockholm förhandl. 2000. Vol. 122. P. 51–53.
- Grandstein F.M., Berggren W.A. Flysch-type agglutinated foraminifera and the Maastrichtian to Paleocene history of the Labradore and North Sea // Mar. Micropaleontol. 1981. Vol. 6. P. 211–268.
- Hancock J.M. Sea-level changes in the British region during the Late Cretaceous // Geol. Soc. Spec. Publ. 1992. Vol. 70. P. 241–256.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. Vol. 235, N 4793. P. 1156–1166.
- Hart M.B. Climatic modeling in the Cretaceous using the distribution of planktonic Foraminifera // Climates: Past and present. London, 2000. P. 3–41. (Geol. Soc. London Spec. Publ.; Vol. 181).

- Iakovleva A.I., Orechkina T.V., Alekseev A.S., Rousseau D.-D.* A new Paleocene micropaleontological and palaeogeographical data in the Petchora Depression, northeastern European Russia // C.R. Acad. sci. Sci. Terre et Planets. 2000. Vol. 330. P. 485–491.
- Kaasschieter J.P.* Foraminifera of the Eocene of Belgium // Mem. Inst. Roy. Sci. Natur. Belg. 1961. Vol. 147. 271 p.
- Kaiho K.* A low extinction rate of intermediate-water benthic foraminifera at the Cretaceous/Tertiary boundary // Mar. Micropaleontol. 1992. Vol. 18. P. 229–259.
- Kaiho K.* Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean // Geology. 1994. Vol. 22. P. 719–722.
- Kuhnt W., Kaminski M.* Changes in community structure of deep water agglutinated foraminifera across the K/T boundary in the Basque basin (Northern Spain) // Rev. Esp. Micropaleontol. 1999. Vol. 31, N 3. P. 387–392.
- Kuhnt W., Kaminski M., Moullade M.* Late Cretaceous deep-water agglutinated foraminiferal assemblages from the North Atlantic and its marginal seas // Geol. Rdsch. 1989. Bd. 78, N 3. S. 1121–1140.
- Kopaevich L., Kuzmicheva T.* The Cenomanian-Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: Foraminifera and palaeogeographic implications // Aspects of Cretaceous stratigraphy and palaeobiogeography: Proc. of the 6th Intern. Cretaceous symp., Vienna, 2000. Vienna, 2002. P. 129–150. (Oesterr. Akad. Wiss. Schriftenr. Erdwiss. Kommiss.; Bd. 15).
- Marinkovich L., Brouwers E.M., Hopkins D.M., McKenna M.C.* Late Mesozoic and Cenozoic paleogeographic and paleoclimatic history of the Arctic Ocean Basin, based on shallow-water faunas and terrestrial vertebrates // Geol. North. Amer. 1900. Vol. 50. P. 403–426.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I. et al.* Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain // Mém. Mus. Nat. Hist. Nature. 2001. Vol. 186. P. 295–436.
- Oberhaensli H., Beniamovski V.N.* Dysoxic bottom water events in the peri-Tethys during the late Ypresian: A result of changes in the evaporation/precipitation balance in adjacent continental regions // Geol. fören. Stockholm förhandl. 2000. Vol. 122. P. 121–123.
- Olsson R.K., Hemleben C., Berggren W.A., Huber B.T. (ed.)* Atlas of paleocene planktonic foraminifera. Wash. (D.C.), 1999. 252 p. (Smithsonian Contrib. Paleontol; N 85).
- Olszewska B.* Interpretacja paleoekologiczna otowornic credy – paleogenu polskich karpac zewnetrznych // Bull. Inst. Geol. 1984. T. 346. S. 7–62.
- Pardo A., Adatte T., Keller G., Oberhänsli H.* Palaeoenvironmental changes across the Cretaceous–Tertiary boundary at Koshak, Kazakhstan, based on planktic foraminifera and clay mineralogy // Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1999. Vol. 154, N 3. P. 247–273.
- Požaryska K., Szczuchura J.* Foraminifera from the Paleocene of Poland, their ecological and biostratigraphical meaning // Palaentol. Pol. 1968. N 20. P. 1–107.
- Požaryska K., Szczuchura J.* On some warm-water foraminifera from the Polish montian // Acta palaeontol. pol. 1970. Vol. 15, N 1. P. 95–108.
- Radionova E.P., Beniamovski V.N., Iakovleva A.I. et al.* Early Paleogene transgressions: Stratigraphical and sedimentological evidence from the Northern Peri-Tethys // Causes and consequences of globally warm climates in the Early Paleogene. Boulder (Color.): Geol. Soc. of Amer. 2003. P. 239–261. (Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.; N 369).
- Shcherbinina E.A.* Middle Eocene nannofossils and geological events of the northeastern peri-Tethys // Geol. fören. Stockholm. förhandl. 2000. Vol. 122. P. 143–145.
- Shcherbinina E., Gavrilov Y.* Sedimentary cycles of different orders in the paleocene/Early Eocene sequence of the North Caucasus (South Russia) // Symp. on the Paleogene preparing for Modern life and climate, Aug. 25–30, 2003, Leuven, Belgium: Abstract. Leuven, 2003. P. 64.
- Speijer R.P.* Extinction and recovery patterns in benthic foraminifera. Utrecht: Fac. Aardwetenschappen Univ., 1994. 191 p.) (Geol. Ultraiectina; N 124).
- Szczuchura J., Pożaryska K.* The montian warm-water foraminifera in the meridional province of Europe // Acta palaeontol. pol. 1971. Vol. 16, N 4. P. 345–368.
- The Northwest European Tertiary Basin / Compl. by R. Vinken. Hannover, 1988. 508 p. (Geol. Jb. A.; Bd. 100).
- Van Morkhoven F.P.C.M., Berggren W.A., Edwards A.S.* Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera // Bull. Centr. Rech. Explor.-Product. Elf-Aquitane. 1986. N 11. P. 1–421.