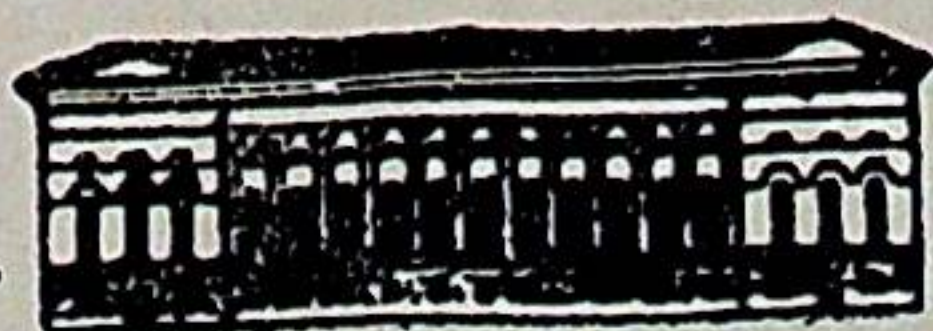


1-5/15  
130

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ЗООЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

КЛИМАТ И ФАУНА  
КАЙНОЗОЯ





АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ТРУДЫ ЗООЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Том 130

# КЛИМАТ И ФАУНА КАЙНОЗОЯ

Под редакцией  
Д. Д. Квасова и Я. И. Старобогатова

ЛЕНИНГРАД

1985



## CLIMATE AND FAUNA OF CENOZOIC

Главный редактор

директор Зоологического института АН СССР

О. А. Скарлато

Редакционная коллегия:

Я. И. Старобогатов (редактор серии), В. В. Хлебович (зам. редактора),  
Ю. С. Балашов, Л. Я. Боркин, И. С. Даревский, В. А. Заславский,  
И. М. Кержнер, В. А. Тряпцын, И. М. Фокин, С. Я. Цалолыхин

Рецензенты:

И. Е. Кузьмина, Г. Г. Мартинсон

В статьях, включенных в сборник, содержится обширный фактический материал, позволяющий проследить наиболее важные этапы кайнозойской истории радиолярий, моллюсков, остракод, иглокожих и млекопитающих. Показано, что на границе эоцена и олигоцена, а также в конце среднего миоцена происходили резкие перестройки фаун, вызванные климатическими причинами. Книга представляет интерес для зоологов, палеонтологов, геологов и других исследователей, работающих в области биологии и наук о Земле.

К 2005000000—004  
055(02)3—85



11-106258

## ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЯ ФАУН В КАЙНОЗОЕ

О. А. Скарлато

Зоологический институт АН СССР, Ленинград

Вопрос о причинах биологической эволюции обсуждается со времен Ламарка и Дарвина. Все исследователи признают, что изменения организмов вызываются как внутренними (биологическими), так и внешними (географическими или экологическими) причинами. Но каково соотношение между ними? Каким причинам принадлежит ведущая роль? На эти вопросы до сих пор нет общепризнанного ответа. Отчасти это объясняется неполнотой геологической летописи, мешают также не всегда правильные методические предпосылки отдельных исследователей, но существует и другая причина разногласий, куда более существенная.

При изучении условий существования древних фаун нередко возникал заколдованный круг. Ведь вплоть до недавнего времени основным, а часто и единственным источником информации об экологических условиях прошлого служили остатки организмов. Иногда это были остатки ныне живущих видов или формы, близкие к ним; в таких случаях может успешно применяться метод актуализма. Но как быть, когда вымершие формы не имеют современных аналогов? Оценки экологических условий поневоле становились субъективными. Не умея точно судить о среде обитания, пытались, однако, выяснить, как она влияла на развитие фаун. Это давало почву для самых различных толкований.

Примером такого положения может служить многолетняя дискуссия о причинах вымирания мезозойской фауны. По мнению многих исследователей, вымирание свидетельствовало о резких изменениях среды обитания. Чаще всего речь шла о падении температуры воздуха, но потом появились данные, противоречащие этой концепции. Похолодание в первую очередь сказалось бы на растительности, а ее изменения были относительно невелики. Это давало новый импульс для дальнейшей разработки гипотезы о внутренних (биологических или экологических) причинах вымирания. Разрешить эту дилемму можно, только научившись оценивать условия среды не палеонтологическими, а литологическими, химическими, физическими и другими методами.

За последние годы эти методы получили широкое развитие. Особенно большое значение приобрел анализ состава стабильных изотопов, позволяющий судить о температуре среды осадконакопления. Обширные и интересные результаты получены как на материках, так и в ходе бурения океанического дна. Было подтверждено, что на границе мезозоя и кайнозоя не было резкого похолодания и происшедшее тогда вымирание следует объяснить другими причинами.

Разрабатываются совершенно новые взгляды на характер изменения природной среды в кайнозое (см. статьи М. Г. Петрушевской, А. Н. Голикова и Д. Д. Квасова, наст. сб.). Еще недавно считалось, что почти



на всем его протяжении происходило постепенное похолодание, и только в четвертичное время начались резкие колебания климата, связанные с развитием оледенения. Исследования последних лет показали, что картина была иной. В первой половине кайнозоя (палеоцен и эоцен — 65—35 млн. лет назад) существовал климат, похожий на климат мезозоя. Температура в тропиках лишь незначительно превышала современную, но в умеренных, и особенно в полярных широтах, она была гораздо выше. Поверхность океана имела там температуру около 15°, такую же температуру имели глубинные воды океана. Зональные различия были выражены гораздо слабее, чем теперь, а ландшафты, свойственные в настоящее время полярным и примыкающей к ним части умеренных широт, не существовали. Связи Северной Америки с Европой (через Гренландию) создавали условия для миграции наземных организмов, но между Европой и Азией существовал Тургайский пролив, обуславливавший различия фаун по обе стороны от него.

В самом начале кайнозоя в состав фаун входили организмы, пережившие массовое вымирание в конце мезозоя. В условиях, когда многие экологические ниши оказались свободными, эволюция шла очень быстрыми темпами. К концу эоцена сформировались богатые и разнообразные фауны: для океанов и морей было характерно массовое развитие крупных фораминифер — нуммулитов, на суше распространились появившиеся еще в мелу многобугорчатые млекопитающие (*Multituberculata*), занимавшие экологическую нишу современных грызунов, древние хищники (*Creodonta*), древние копытные (*Condylartra*), лемуры и долгопяты. Палеоцен и эоцен справедливо рассматриваются как первые этапы века млекопитающих, пришедшего на смену веку рептилий, но существовавшие тогда млекопитающие имели мало общего с современными: они, как правило, были представлены другими, еще примитивными группами.

Похолодание на границе эоцена и олигоцена было очень быстрым. Существуют разные точки зрения на причины резкого изменения климата, они обсуждаются в статье Д. Д. Квасова (наст. сб.). Но каковы бы ни были причины, последствия для органического мира оказались огромными. Очень многие представители эоценовых фаун вымерли или перешли в разряд «живых ископаемых», имеющих низкую численность или ограниченные ареалы. Вновь, так же, как и в самом начале кайнозоя, стали свободными некоторые экологические ниши. Перестали существовать наиболее крупные формы нуммулитов. Широко распространились грызуны, которые в палеоцене были представлены только одним семейством (*Paromyidae*). В переходный период от эоцена к олигоцену возникли все остальные семейства грызунов. Появились также основные семейства настоящих хищников (*Canidae*, *Mustelidae*, *Viverridae*, *Felidae*). Среди непарнокопытных в олигоцене были широко распространены бронтотерии (*Brontotheriidae*). Их присутствие придавало олигоценовой фауне древний облик. В миоцене на смену бронтотериям пришли лошадиные (*Equidae*), которые до этого были распространены только в Северной Америке. В начале олигоцена в Северной Америке возникли верблюдовые (*Camelidae*), в Азии в это же время началось развитие оленей (*Cervidae*), а в Африке развиваются хоботные — мастодонты (*Gomphotheriidae*).

С рубежом эоцен/олигоцен связано также возникновение китообразных. Снижение температур глубинных вод океана оказало очень большое влияние на развитие глубоководной фауны. В ее состав вошли многие формы, обитавшие до этого в относительно холодных морях вокруг Антарктиды.

Но самое важное значение имели изменения в отряде приматов. В палеоцене и эоцене встречались лемуры и долгопяты (тарзиевые),

находки которых известны в Европе и в Северной Америке. Только в самом конце эоцена появились первые обезьяны (подотряд *Anthropoidea*). На рубеже эоцен/олигоцен большая часть лемуров и долгопятов вымерла, зато обезьяны широко распространились. Их эволюция привела к возникновению человека. Не исключена возможность, что, не случись резкого похолодания около 35 млн. лет назад, лемуры были бы широко распространены до сих пор, а эволюция обезьян шла бы гораздо медленнее.

В течение олигоцена в тропиках было несколько холоднее, чем теперь, а в умеренных и полярных широтах все еще господствовали довольно высокие температуры, хотя, конечно, там стало гораздо холоднее, чем в эоцене. В течение примерно 20 млн. лет фауны развивались при довольно постоянных климатических условиях. Те формы, которые пережили похолодание на границе эоцен/олигоцен, дали начало родам и видам, постепенно заполнившим все экологические ниши. В среднем миоцене (около 15 млн. лет назад) новые фауны достигли расцвета. Этому способствовало происходившее тогда довольно существенное потепление.

Но в конце среднего миоцена в умеренных и полярных широтах произошло новое похолодание. Оно не было быстрым — падение температур растянулось на 2—3 млн. лет. Примерно с 12 млн. лет назад господствуют условия, довольно близкие к современным. Похолодание привело к новым изменениям фаун. Широко расселились трехпалая лошадь — гиппарион, выходец из Северной Америки. В этот же период времени на юге Евразии и в восточной Африке распространился рамипитек и подобные ему виды, которых многие исследователи рассматривают как предков человека.

Следующее похолодание в умеренных и полярных широтах произошло около 3 млн. лет назад. Оно сопровождалось усилением засушливости. В это время возникли слоны (*Elephantinae*), быки (*Bos*, теперь разделены на несколько родов) и лошади (*Equus*). Тогда же, или несколько раньше, в восточной Африке появились австралопитек и зинджантропы. Около 2,5 млн. лет назад родственные им предки человека стали пользоваться орудиями труда и постепенно превратились в человека.

Таким образом, собранные за последние годы материалы позволяют внести ясность в вопрос о соотношении внутренних и внешних причин биологической эволюции. В сложившемся устойчивом биоценозе, существующем в относительно постоянных условиях, эволюция происходит по внутренним (биологическим) причинам и идет медленными темпами. Быстрые изменения среды обитания приводят к вымиранию многих организмов, которые не смогли приспособиться к новым условиям. Освобождаются экологические ниши, которые занимают быстро эволюционирующие потомки тех, кто пережил изменения среды. Постепенно вновь формируется биоценоз с далеко зашедшей специализацией образующих его организмов, темп эволюции замедляется. Эволюция органического мира при постоянных условиях среды шла бы медленнее. Изменения среды, приводящие к вымиранию части флоры и фауны, вызывают резкое увеличение скорости эволюции оставшихся организмов. Внешние (географические или экологические) факторы играют очень важную роль.

В течение кайнозоя важнейший перелом в развитии фаун произошел на границе эоцен/олигоцен, около 35 млн. лет назад. Следует отметить, что изменения на границе олигоцен/миоцен, которые теперь рассматриваются как граница двух периодов (палеогена и неогена), были гораздо менее значительными. Органический мир Земли (как фауны, так и флоры) обрел современный облик в начале олигоцена.



В ходе дальнейшей истории важнейшие изменения фаун произошли в начале позднего миоцена (около 12 млн. лет назад) и в начале позднего плиоцена (3,2—2,5 млн. лет назад). Все эти изменения были связаны с прогрессирующим похолоданием.

Наконец, для четвертичного периода — плейстоцена и голоцена — получены и уже частично опубликованы убедительные доказательства преобладающей роли изменений среды в смене фаун и вымирании организмов (Pleistocene Extinctions, 1967; Quaternary Extinctions, 1984).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Peistocene Extinctions. The Search for a cause. New Haven a. London. Yale University Press, 1967, 453 p.  
Quaternary Extinctions. A Prehistoric revolution. Paul S. Martin a. Reinhardt G. Klein (Eds.). The University of Arisona press, 1984, 800 p.

#### CAUSES OF CENOZOIC FAUNAL CHANGES

O. A. Scarlato

#### SUMMARY

Relationships between inner (biological) and outer (geographical or ecological) causes of the faunal changes are discussed. It has been shown that abrupt coolings that had occurred ca. 35, 12 and 3 million years ago have resulted in the extinction of numerous species unable to adapt to new environment. Thus freed ecological niches have been taken up by rapidly evaluating descendants of the species which had survived the environmental changes. In the constant environment evolution would be proceeding at a low pasc. Abrupt environmental changes led to acceleration of the evolution rate. Hence, the outer factors were of vital importance in the faunal changes.

#### О ХОДЕ РАЗВИТИЯ РАДИОЛЯРИЙ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ В НЕОГЕНЕ

М. Г. Петрушевская

Зоологический институт АН СССР, Ленинград

Изучение ископаемого океанического планктона, составной частью которого являются скелеты радиолярий Polycystina, дает уникальные возможности реконструкций палеогеологических и палеоклиматических условий. Высокие широты Южного полушария представляют особый интерес потому, что именно этот регион может считаться ключевым, от которого в кайнозой эти условия зависели в глобальном масштабе.

Нами был проанализирован практически весь имеющийся хорошо датированный материал скважин проекта глубоководного бурения судна «Гломар Челленджер» и колонок донных отложений, взятых другими экспедициями (см. рисунок). В этих материалах были обнаружены следы 34 событий истории планктона, когда в высоких широтах южного полушария вымирали и появлялись виды и роды диатомовых водорослей и радиолярий (табл. 1); 27 этих событий приходится на неоген (Петрушевская, 1975; Петрушевская, Джиноридзе, 1983). Установление одних и тех же событий в истории этих двух групп позволило сделать вывод о согласованности хода развития разных групп планктона в обсуждаемом регионе. Это тем более знаменательно, что тенденции приспособления диатомей и радиолярий к условиям приантарктических вод были весьма различными.

В настоящей работе дана попытка проанализировать числовые характеристики установленных событий в истории фауны радиолярий.

Высчитывались коэффициенты Хемминга:  $\sqrt{\frac{N_a + N_b - 2N_c}{n}}$  и Жаккара  $\frac{N_c}{N_a + N_b - N_c}$ , где  $N_a$  — число видов в одном из сравниваемых комплексов,  $N_b$  — число видов в другом,  $N_c$  — число общих для этих комплексов видов,  $n$  — общее по обоим комплексам число видов. Чем больше значение коэффициента Хемминга, тем больше различие сравниваемых комплексов, чем больше значение коэффициента Жаккара — тем больше сходство. Сразу же следует оговориться, что до вида удавалось определять 40—90% экземпляров в пробе. Всего определялось около 200 видов, но постоянно принималось во внимание во всех образцах наличие или отсутствие 116 видов.

В каждом из 7 наиболее полных разрезов скважин 266, 278, 281, 323, 329 и колонок Обь-256 и Элтанин-14-8 были сравнены последовательно комплексы до и после отмеченных в этих разрезах событий. Как и следовало ожидать, в каждом отдельном разрезе одни события были более значительны, другие — менее. Если же сравнивать проявление одних и тех же событий в разных разрезах, то оказывается, что







|   | 31 | 30 | 29 | 28 | 27 | 26 | 25 | 24 | 23 | 22 | 21 | 20 | 19 | 18 | 17 | 16 | 15 | 14 | 13 | 12 | 11 | 10 | 9 | 8 | 7 | 6 | 5 | 4 | 3 | 2 | 1 | 0 |   |   |   |   |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 18. <i>Lithocarpium polycantha</i><br>(Campb. et Cl.) gr. | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |   |   |   |
| 19. <i>Tricerapryis antarctica</i><br>Haecker gr.         | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? |   |   |
| 20. <i>Ommatodiscus haeckeli</i><br>Stöhr                 | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |   |   |
| 21. <i>Amphisphaera radiosa</i><br>(Ehr.)                 | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | +  | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + | + |   |   |
| 22. <i>Actinomma tetrapyla</i><br>(Hays) gr.              | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |   |   |
| 23. <i>Hexaconitium delicatulum</i><br>(Dogiel)           | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ?  | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? | ? |   |
| 24. <i>Lychnocanium conicum</i> Cl.<br>et Campb.          | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |   |   |
| 25. <i>Antarctissa antedenticulata</i><br>Chen            | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |   |
| 26. <i>Arlostrobos annulatus</i><br>(Bailey)              | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |   |
| 27. <i>Lithamphora aff. fistula</i><br>(Nigrini)          | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |   |
| 28. <i>Rhizosphaera antarctica</i><br>(Hck.) gr.          | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |   |
| 29. <i>Botryopyle (?) dionisii</i><br>Petrush.            | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |   |
| 30. <i>Clathrocyclar golli</i> (Chen)                     | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 31. <i>Stylosphaera hispida</i> Ehr.<br>gr.               | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 32. <i>Cyrtocapsella tetrapera</i><br>(Hck.)              | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 33. <i>Anthocrytella</i> sp. A<br>Petrush.                | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 34. <i>Lipmanella japonica</i><br>(Nakaseko)              | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 35. <i>Botryopera triloba</i> (Ehr.)<br>gr.               | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 36. <i>Tricerapryis coronatus</i><br>Weaver               | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |

|   | 31 | 30 | 29 | 28 | 27 | 26 | 25 | 24 | 23 | 22 | 21 | 20 | 19 | 18 | 17 | 16 | 15 | 14 | 13 | 12 | 11 | 10 | 9 | 8 | 7 | 6 | 5 | 4 | 3 | 2 | 1 | 0 |   |   |   |   |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 37. <i>Stomatospaera (?) haackei</i><br>(Dreyer)                      | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 38. <i>Saccospyrus praeantarctica</i><br>Petrush.                     | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 39. <i>Lithelius nautiloides</i><br>Popofsky                          | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 40. <i>Eucyrtidium calvertense</i><br>Martin                          | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 41. <i>Lychnocanium bipes</i> Riedel                                  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 42. <i>Oroslena digitata</i> Riedel<br>et Sanfil.                     | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 43. <i>Lithocampe subligata</i> Stöhr                                 | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 44. <i>Desmospyris haysi</i> Chen<br>forma B                          | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 45. <i>D. haysi</i> Chen typ.   | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 46. <i>Eucyrtidium acuminatum</i><br>(Ehr.)                           | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 47. <i>Clathrocyclas tilanotherice-</i><br><i>roas</i> (Camp. et Cl.) | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 48. <i>Gondwanaria dogieli</i><br>(Petrush.)                          | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 49. <i>Botryocampe conithorax</i><br>(Petrush.)                       | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 50. <i>Eucecryphalus cornuta</i><br>Bailey                            | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 51. <i>Oroslena carolae</i> Friend et<br>Riedel                       | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 52. <i>Lipmanella hister</i> (Petrush.)                               | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 53. <i>Phorticium clevei</i> (Jörg.)                                  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 54. <i>Cyrtocapsella cornuta</i><br>(Hck.)                            | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 55. <i>Vellicuculus</i> sp. Petrush.                                  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 56. <i>Circodiscus microporus</i><br>(Stöhr)                          | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 57. <i>Desmospyris megaloccephalus</i><br>Chen                        | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 58. <i>D. spongiosa</i> Hays  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |



|   | 31 | 30 | 29 | 28 | 27 | 26 | 25 | 24 | 23 | 22 | 21 | 20 | 19 | 18 | 17 | 16 | 15 | 14 | 13 | 12 | 11 | 10 | 9 | 8 | 7 | 6 | 5 | 4 | 3 | 2 | 1 | 0 |
|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 59. <i>Clathrocyclas spongothorax</i> (Chen)      | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 60. <i>Antarctissa strelkovi</i> Petrush.         | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 61. <i>A. deniculata</i> (Ehr.)                   | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 62. <i>Diplocyclas bicorona</i> Hck.              | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 63. <i>Eucyrtidium biconicum</i> (Vinassa)        | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 64. <i>Stichopodium saccoi</i> (Vinassa)          | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 65. <i>St. cienkowskii</i> (Hck.)                 | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 66. <i>Diplocyclas davisiana</i> (Ehr.)           | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 67. <i>Lamprocyclas aegles</i> (Ehr.)             | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 68. <i>Clathrocyclas antebicornis</i> Petrush.    | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 69. <i>Oroslena pila</i> Petrush.                 | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 70. <i>Anthocyrtilis punctatus</i> (Ehr.)         | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 71. <i>Botryopera conradae</i> (Chen)             | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 72. <i>Thecosphaera greoi</i> Vinassa             | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 73. <i>Botryopyle</i> sp. A Petrush.              | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 74. <i>Pseudodictyophimus gracilipes</i> (Bailey) | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 75. <i>Antarctissa longa</i> (Popofsky)           | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 76. <i>Cannartus laticonus</i> Riedel             | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 77. <i>Anthocyrtilidium ehrenbergii</i> Stöhr     | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 78. <i>Lychnocanium sphaerothorax</i> Weaver      | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 79. <i>Lipmanella japonica conica</i> Petrush.    | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |

|  | 31 | 30 | 29 | 28 | 27 | 26 | 25 | 24 | 23 | 22 | 21 | 20 | 19 | 18 | 17 | 16 | 15 | 14 | 13 | 12 | 11 | 10 | 9 | 8 | 7 | 6 | 5 | 4 | 3 | 2 | 1 | 0 |
|--|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 80. <i>L. redondoensis</i> (Camp. et Cl.)                      | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 81. <i>Cyrtocapsella oligoporum</i> (Vinassa)                  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 82. <i>Stylosphaera archimedis</i> Vinassa                     | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 83. <i>Acrosphaera murrayana</i> Hck.                          | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 84. <i>Lychnocanium grande</i> Campb. et Cl.                   | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 85. <i>Stichocorys delmontense</i> (Camp. et Cl.)              | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 86. <i>St. aff. delmontense</i> (Camp. et Cl.)                 | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 87. <i>Lithamphora furcaspiculata</i> Popofsky                 | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 88. <i>Cannartus marylandicus</i> Campb. et Cl.                | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 89. <i>Actinomma tanyacantha</i> Chen                          | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 90. <i>Hexacantium aff. arachnoideale</i> (Hollande et Enjume) | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 91. <i>Astromma petterssoni</i> (Riedel)                       | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 92. <i>A. hughesii</i> (Campb. et Cl.)                         | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 93. <i>Cyrtocapsella elongata</i> (Nakaseko)                   | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 94. <i>C. himiens</i> (Nakaseko)                               | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 95. <i>Circodiscus ellipticus</i> (Stöhr)                      | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 96. <i>Astrophaeus</i> sp. A. Petrush.                         | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 97. <i>Cannartus antepenultimus</i> (Riedel et Sanfilippo)     | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| 98. <i>Stichocorys peregrina</i> Riedel                        | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | -  | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |







не ознаменовалась в высоких широтах южного полушария (район скважин 266 и 278, рис. 1) коренной перестройкой ни фауны, ни флоры микропланктона. Тогда исчезло всего несколько видов олигоценовых диатомей. Среди радиолярий появилось несколько видов, в их числе широко распространенный, вероятно, умеренно-тепловодный, *Cyrtocapsella tetrapera* (Hck.). В целом этап развития радиолярий, соответствующий обсуждаемой зоне, характеризуется присутствием многих типичных для олигоцена видов. Из них *Lychnocanium conicum* Clark et Campbell вымер при 23 событии, а другие (например, *Lithocampana lithoconella* Clark et Campbell, *Perichlamidium limbatum* Ehr., *Botryostrobilus joides* Petrush. просуществовали и весь ранний миоцен. В это время уже имеется первый представитель антарктического эндемичного рода *Antarctissa* — *A. antedenticulata* Chen, и именно на этом этапе появляется другой антарктический род — *Saccospyris* (*S. praeantarctica* Petrush.).

Зона *Clathrocyclus golli* — *Theocyrtis isopera*, нижний миоцен. Границами служат события 21 и 23. Этот этап развития фауны радиолярий отличается в исследованном районе тем, что появляется много новых видов. Это широко распространенные в то время, возможно, субповерхностные умеренно-тепловодные или умеренно-холодноводные *Cyrtocapsella cornuta* (Hck.), *Lithocampe subligata* Stöhr, *Eucecryphalus cornuta* (Bailey), *Diplocyclus bicorona* Hck., *Eucyrtidium acuminatum* Ehr. group, *Circodiscus microporus* (Stöhr) и другие. Их появление может свидетельствовать о существовании интенсивных меридиональных течений в Индийском и Тихом океанах. Появляются и местные антарктические виды *Desmospyris haysi* Chen, *D. megalocephalus* Chen, *D. spongiosa* Hays, *Botryocampe conithorax* Petrush., *Lipmanella hister* Petrush., *Clathrocyclus spongothorax* Chen, *Antarctissa denticulata* (Ehr.), что должно быть результатом значительной гидрологической изоляции (поверхностных?) антарктических вод. В целом увеличение числа видов может служить показателем повышения стабильности планктонного сообщества, в которое входили радиолярии раннего миоцена в Антарктике.

Зона *Cyrtocapsella cornuta* — *C. tetrapera*, верхняя часть нижнего — средний миоцен. Границами служат события 17 и 21. Этот этап развития фауны радиолярий в Антарктике отличается от предыдущего главным образом тем, что исчезают многие палеогеновые элементы (*Lithocampana lithoconella* Clark et Campbell, *Perichlamidium limbatum* Ehr., *Botryostrobilus joides* Petrush. и другие). Появление и широко распространенных (*Lipmanella redondoensis* Campbell et Clark, *Pseudodictyophimus gracilipes* Bailey) и эндемичных (*Lychnocanium sphaerothorax* Weaver, *Botryopyle* sp. A Petrush., *Antarctissa longa* Popofsky) видов, а также общее увеличение видового разнообразия свидетельствуют о продолжении тех же тенденций, которые наблюдались на предыдущем этапе.

Зона *Anthocyrtidium ehrenbergii* — *Cyrtocapsella tetrapera*, средний миоцен. Границами служат события 15 и 17. На этом этапе наблюдается наибольшее видовое разнообразие. Следует отметить, что в целом на протяжении конца раннего и первой половины среднего миоцена, несмотря на некоторую смену видов, их общее число (около 100) и общее число родов (около 40), а также соотношение между местными, широко распространенными (космополитными?) и тропическими (или субтропическими) видами было в исследованном регионе весьма устойчивым. Это в полной мере относится к обсуждаемому сейчас этапу — зоне *Anthocyrtidium ehrenbergii* — *Cyrtocapsella tetrapera*.

Зона *Actinomma tanyacantha* — *Botryopera conradae*, средний миоцен. Границами служат события 12 и 15. На этом этапе появляются как широко распространенные тогда виды [*Cyrtocapsella elongata* (Nakaseko)], так и местный вид — *Actinomma tanyacantha* Chen, присутствуют тропические элементы [*Astromma petterssoni* (Riedel), *A. hughesii* (Campbell et Clark), *Acrosphaera murayana* Hck.], обильны антарктические эндемики, но некоторые из них (*Botryopyle dionisii* Petrush.) вымирают. Исчезают и многие широко распространенные виды [*Cyrtocapsella tetrapera* (Hck.), *Orosцена carolae* Friend et Riedel, *Stylosphaera minor* Clark et Campbell group]. Уменьшение видового разнообразия может свидетельствовать о нарушении устойчивости планктонной биоты, к которой принадлежали радиолярии высоких широт в конце среднего миоцена. Именно для этого времени отмечено развитие ледовой шапки на материке Антарктиды, увеличение количества плавучих льдов, понижение температуры вод Антарктического циркумполярного течения (АЦТ) (Kennett, 1980).

Зона *Clathrocyclus spongothorax* — *Stichocorys peregrina*, верхний миоцен — нижний плиоцен. Границами служат события 12 и 10, возраст которого 4,7 млн. лет. Этот этап характеризуется исчезновением многих не только тропических по своей природе, но и широко распространенных и даже антарктических видов. Все продолжающееся появление в Антарктике широко распространенных тогда видов [*Cannartus antepenultimus* (Riedel et Sanfilippo), *Eucyrtidium inflatum* Kling, *Stichocorys peregrina* Riedel] может свидетельствовать об интенсивной меридиональной (субповерхностной?) циркуляции. Для этого времени отмечается глобальное похолодание (Kennett, 1980). Возможно, именно тогда (около 5 млн. лет назад) был максимум оледенения Антарктиды и ледники антарктического щита везде подошли к берегу и вступили в непосредственный контакт с океаном.

Зона *Pseudocubus vema*, плиоцен. Границами служат события 5 (2,5 млн. лет) и 10 (4,7 млн. лет). В самом конце предыдущего и в начале рассматриваемого этапа исчезло очень большое число как широко распространенных, так и местных антарктических радиолярий; снизилось видовое разнообразие. Среди вновь появляющихся видов основу составляют эндемичные [*Spongurus pylomaticus* Riedel, *Antarctissa ewingii* Chen, *Pseudocubus vema* (Hays)]. Эти факты свидетельствуют о коренной перестройке планктонной биоты, поставившей радиолярий в угнетенное положение. Возможно, они не смогли (за исключением некоторых видов) перенести дальнейшее уменьшение температуры вод АЦТ.

Зона *Clathrocyclus antebicornis*, самый верхний плиоцен — нижний плейстоцен. Границами служат события 3 (1,6 млн. лет) и 5 (2,5 млн. лет). Этот этап характеризуется развитием тех же тенденций, что и предыдущий. Хотя и появляются некоторые новые виды-эндемики Антарктики [*Actinomma buspinigerum* (Hays), *Pterocorys ob* Petrush.], но исчезает большее число; среди исчезнувших — многие доминантные виды. Облик комплекса заметно меняется. Вымирание носило буквально катастрофический характер. По-видимому, температуры поверхностного слоя воды (0—400 м), где преимущественно обитают радиолярии, стали для них в Антарктике слишком низки.

Зона *Saccospyris praeantarctica* — *Antarctissa ewingii*, плейстоцен. Границами служат события 2 (около 1 млн. лет) и 3 (1,6 млн. лет). На этом этапе фауна радиолярий Антарктики отличается от современной обилием *A. ewingii* Chen, а также наличием представленных, как правило, немногими экземплярами *Perichla-*



*midium* sp. Q. Petrush., *Pterocorys ob* Petrush., *Actinomma buspinigerum* (Hays) и других видов. Примерно так же шло развитие радиолярий и в последний миллион лет. Вымирание видов шло постепенно, но было приурочено главным образом ко времени около 1 млн. лет назад и 0,4 млн. лет, когда исчезли последние несовременные виды (*Stylosphaera hispida* Ehr. и др.)

Можно видеть, что и количественными, и качественными методами были выделены как наиболее значительные почти одни и те же события в истории фауны радиолярий Антарктики. Однако события 17, 21, 27 количественно не выделяются, видимо, из-за того, что примененные коэффициенты Хемминга и Жаккара не учитывают ни обилия рассматриваемых видов, ни важности таких явлений, как появление или вымирание эндемичных видов и родов. Принятие в рассмотрение этих моментов заставило нас выбрать события 17 и 21 как зональные границы.

Таким образом, коэффициенты Хемминга и Жаккара могут быть использованы в стратиграфической практике для более объективной оценки и выбора рубежей, которые должны служить границами био-стратиграфических зон, но только при обязательном подтверждении их биогеографическими и (или) другими сведениями о каждом виде, вовлеченном в то или иное событие.

Биогеографический анализ обсуждаемых событий позволил нам сделать вывод о времени становления эндемичной фауны радиолярий Антарктики. Современные эндемичные радиолярии впервые появились в районах изученных скважин в такие сроки: *Triceraspyris antarctica* (Haecker) group — в эоцене; *Rhizosphaera antarctica* (Hek.) group и *Lithelius nautiloides* Popofsky — в олигоцене; *Antarctissa denticulata* (Ehr.) и *A. strelkovi* Petrush. — во время события № 21, а *A. longa* (Popofsky) во время 19 события — все в раннем миоцене; *Spongothrochus glacialis* Popofsky — во время 17 события в среднем миоцене; *Spongurus pylomaticus* Riedel во время 10 события, близко к границе миоцена и плиоцена; *Saccospyris antarctica* (Haecker) во время 6 события в плиоцене. Единого рубежа, когда сформировалась современная эндемичная фауна радиолярий, указать не удастся, процесс шел постепенно.

Если принять во внимание не только нынеживущие виды, но все когда-либо бывшие обычными антарктические эндемичные радиолярии, то удастся выявить 6 основных моментов возникновения таких видов: 1) эоцен, когда возникли 4 вида, просуществовавшие в течение значительной части неогена; 2) олигоцен, когда возникло 3 эндемичных вида радиолярий; 3) ранний миоцен — тогда возникло 12 таких видов; 4) средний миоцен — 2 вида; 5) ранний плиоцен — 4 вида; 6) поздний плиоцен, когда возникло 2 эндемичных вида радиолярий. Можно видеть, что своеобразие антарктической фауны радиолярий сложилось давно, и нельзя сказать, чтобы оно нарастало с ходом геологического времени.

Возникновению эндемиков обычно предшествует изоляция фауны. Для планктонных животных это должно быть гидрологическая изоляция. В настоящее время в Антарктике изоляция осуществляется благодаря АЦТ, создающему на севере зону антарктической конвергенции, которая и служит границей антарктической области. Имеются указания (Barker, Burrell, 1977; Kennett, 1980), что АЦТ существовало уже в олигоцене, Антарктическая же конвергенция возникла в начале миоцена (около 22 млн. лет назад), но была тогда слабой и находилась недалеко от материка Антарктиды. Только в конце миоцена (5—6 млн. лет назад) фронт антарктической конвергенции переместился, по мнению этих авторов, к северу и приблизился к его современному поло-

жению. Однако существование эндемичных антарктических видов в районе теперешнего положения зоны антарктической конвергенции в гораздо более ранние сроки заставляет утверждать, что картина была более сложной и гидрологическая изоляция района скважин 266 и 278 (рис. 1) от более низких широт имела место гораздо раньше, чем конец миоцена (Петрушевская, 1975; Петрушевская, Джиноридзе, 1983).

Далеко не все события в истории фауны радиолярий Антарктики соответствуют геохронологическим рубежам. Так, хотя событие 4 почти точно совпадает с плиоцен-плейстоценовой границей, событие 10 — с границей миоцена и плиоцена, 27 — с границей олигоцена и миоцена, они далеко не самые яркие. Указать события, которые бы маркировали смену раннего, среднего и позднего миоцена или раннего и позднего плиоцена, вообще не удастся. Очевидно границы этих глобальных подразделений должны обсуждаться только при детальном анализе одновременно многих групп фауны и флоры.

Для высоких широт Южного полушария мы легко можем провести сопоставление наших данных с эволюцией диатомовых водорослей. Хотя в неогеновой истории развития диатомей Антарктики прослежены (Петрушевская, Джиноридзе, 1983) те же самые 27 событий, что и в истории радиолярий, этапы развития и, соответственно, объемы зон, установленных по диатомовым и по радиоляриям, не совпадают, что отражает специфику развития этих организмов. Кайнозойская история даже таких важных групп как моллюски, фораминиферы, радиолярии, диатомей, в глобальном масштабе изучена еще недостаточно. Число скважин Проекта глубоководного бурения, по которым делаются выводы и обобщения, еще очень невелико. Так, в Антарктической области одновозрастные слои миоценовых отложений вскрыты и изучены всего в 1—7 точках; для палеогена это число еще меньше. Датировки многих событий, описанных в отчетах Проекта глубоководного бурения (Initial Reports of Deep Sea Drilling Project) и других публикациях, часто приблизительны ( $\pm 1-2$ , а то и более миллионов лет). Точность палеоклиматических реконструкций, а также представлений о ходе развития флоры и фауны, которыми мы располагаем, еще очень невелика, поэтому реконструкции флоры, фауны и среды их обитания должны рассматриваться как предварительные и не могут служить основой для внесения каких-либо изменений в геохронологическую и стратиграфическую шкалу кайнозоя. Напротив, эта единая шкала должна служить основой, дающей возможность привязки, определения возраста и сопоставления новых данных об истории нашей планеты, накопление которых — важнейшая задача современного уровня палеоокеанологических исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

- (Петрушевская М. Г.) *Petrushevskaya M. G. Cenozoic radiolarians of the Antarctic, Leg 29, DSDP. — In: Kennett J. P., Houtz R. E. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 29, 1975, Washington, p. 541—675.*
- Петрушевская М. Г. Стратиграфия глубоководных океанских отложений по радиоляриям. — В кн.: Геологическая история океана. М., Наука, 1980, с. 126—142.
- Петрушевская М. Г., Джиноридзе Р. Н. Развитие диатомей и радиолярий в высоких широтах Южного полушария в неогене. — Антарктика, 1983, № 22, с. 144—154.
- Barker P. F., Burrell J. The opening of Drake passage. — *Marine Geology*, 1977, v. 25, p. 15—34.
- Chen P. H. Some new Tertiary radiolaria from Antarctic deep sea sediments. — *Micropaleontology*, 1974, vol. 20, p. 480—492.
- Haas J. D. Radiolaria and Late Tertiary and Quaternary history of the Antarctic seas. — *Antarctic Res., ser. 5. Biol. Antarctic seas*, 1965, vol. 2, p. 125—184.



ON EVOLUTION OF RADIOLARIA IN HIGH LATITUDES  
OF SOUTHERN HEMISPHERE IN NEOGENE

M. G. Petrushevskaya

SUMMARY

Analysis of Radiolaria assemblages from the cores of Deep-Sea Drilling Project and the bottom cores performed by other expeditions, as well as the comparison to other planktonic groups, shows 27 events of extinctions and evolution of genera and species of Radiolaria in the Neogene in high latitudes of the Southern Hemisphere. The most important events may be considered as limits of biostratigraphic zones. These changes are related to the development of the Antarctic Circumpolar Current and of the Antarctic glaciation. The gradual evolution of the endemic Radiolaria fauna has been followed up.

ПОГРАНИЧНЫЕ СЛОИ И ГРАНИЦА ЭОЦЕНА И ОЛИГОЦЕНА  
В СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАДИОЛЯРИЙ

Р. Х. Липман

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт  
(ВСЕГЕИ), Ленинград

Для установления обоснованных границ между отделами (системами, ярусами) необходимы детальные стратиграфические исследования, зональное расчленение осадочных толщ и их корреляция: внутрирегиональная, межрегиональная, межконтинентальная и в идеале планетарная (глобальная). Поскольку наименьшим стратиграфическим подразделением служит зона, необходимо создание зональных стратиграфических схем для отдельных регионов и соотношение этих схем между собой.

Наилучшими зональными стратиграфическими схемами служат схемы, основанные на изучении разрезов и расчленении их по планктонной микрофауне, так как в этом случае исследователь располагает большим фаунистическим материалом, распространенным на больших площадях. Для этих целей мы использовали радиолярии, так как радиоляриевый планктон в палеогеновых океанических бассейнах был широко распространен. Об этом свидетельствуют палеогеновые морские толщи, охарактеризованные остатками радиолярий, которые занимают обширные площади. Местонахождений остатков радиолярий на материках в Восточном полушарии значительно больше, чем в Западном.

Радиолярии, являясь планктонными простейшими организмами, благодаря массовому размножению быстро расселялись, занимали огромные площади и распространялись по широтным зонам. Географическое распространение радиолярий в палеогеновый период зависело от течений. Важнейшими факторами, которые влияли на развитие радиоляриевого планктона, были климатические условия и содержание кремнезема в морской воде. Морфологические особенности и конструкция скелетов радиолярий отражают условия их существования, а именно, приспособленность к планктонному образу жизни в воде с определенными физическими и химическими свойствами: температурой, соленостью, скоростью и направлением течений. Поэтому изучение радиолярий способствует выяснению гидрогеологического режима палеогеновых бассейнов, наличия в них течений, температуры воды и условий образования осадков.

В Северной Евразии (на территории СССР) морские палеогеновые отложения широко развиты. Скопления скелетов радиолярий обнаружены во всех подразделениях палеогеновой системы многих районов СССР, особенно в отложениях эоцена, представленных опоковидными и кремнистыми глинами, опоками, диатомитами, где радиолярии сохраняются лучше других некремнистых организмов и имеют для этих пород особенно важное стратиграфическое значение.



Помимо территории СССР, палеогеновые радиолярии найдены в южной Англии, северной Франции, Италии и Японии. На американском континенте палеогеновые радиолярии известны из Калифорнии, найдены на островах Барбадос и Куба, и на африканском континенте — в Тунисе, Алжире и Марокко. Широкое распространение имеют радиолярии палеогена в донных отложениях Атлантического, Тихого, Индийского океанов, Антарктического бассейна и Карибского, Норвежско-Гренландского и Средиземного морей.

Нами выявлены важные закономерности в развитии палеогеновых радиолярий, которые обусловлены изменениями физико-географических условий, историей геологического развития морских бассейнов и эволюцией радиолярий.

Во-первых, отмечается завоевание радиоляриями географического пространства в зависимости от времени. В Северной Евразии в раннем палеогене (палеоцене и раннем эоцене) радиолярии были распространены в разобренных бассейнах, занимавших ограниченные площади. В среднем эоцене они широко расселились и в позднем эоцене достигли максимального распространения. К концу позднего эоцена площадь развития радиолярий заметно сокращается, в раннем олигоцене распространение радиолярий сократилось еще более. В среднем олигоцене радиолярии на всей территории Северной Евразии полностью отсутствуют.

Анализ вертикального и горизонтального распространения радиолярий на огромных пространствах в разрезах разных регионов Северной Евразии выявил вторую важную закономерность — была установлена одинаковая последовательность комплексов радиолярий со сходным, близким и, местами, даже тождественным таксономическим составом этих комплексов. В дальнейшем для осадков палеогена в океанических бассейнах В. Риделем, А. Санфилиппо и С. Клингом была также выявлена одинаковая вертикальная последовательность комплексов радиолярий.

Третья установленная нами закономерность — это стратиграфическая ценность радиолярий. Радиолярии являются хорошими руководящими видами. Они встречаются часто и в больших скоплениях, обладают характерными морфологическими отличиями, имеют широкое географическое и ограниченное вертикальное распространение. Благодаря этому они таксономически четко характеризуют состав зональных комплексов.

Ограниченное вертикальное распространение комплексов видов радиолярий и их широкое развитие по площади дало нам основание выделить радиоляриевые зоны и слои с радиоляриями в палеогеновых отложениях многих районов Северной Евразии (Липман, 1972, 1979а, 1979б).

Рассмотрим термины «зона», «радиоляриевая зона» и «слой». Значение и содержание термина «зона» стало одним из запутанных вопросов биостратиграфии. Д. Л. Степанов (1958) в историческом аспекте проанализировал взгляды на термин «зона» от определения, предложенного в прошлом столетии А. Орбиньи, а затем А. Оппелем (1856—1858), до современных представлений Л. С. Либровича (1954) и В. И. Бодылевского (1955). Мы принимаем термин «зона» в основном в трактовке Д. Л. Степанова (1958), которая была уточнена в ст. 8 «Стратиграфического кодекса СССР» (1977). Однако практика детальных стратиграфических исследований по микрофауне заставляет внести некоторые дополнения.

Зона — хроностратиграфическое подразделение (отрезок времени) в течение которого существовал определенный комплекс орга-

низмов — видов. Зоне как хроностратиграфическому подразделению по геохронологической шкале соответствует фаза (или время).

Радиоляриевая зона — отложения с определенными видами радиолярий, это подразделение наименьшее из основных подразделений общей (планетарной) стратиграфической шкалы, которое выделяется исключительно по палеонтологическим признакам и ограничивается временем существования характерного комплекса видов. Объем и границы зоны определяются совокупностью широко распространенных и быстро изменяющихся во времени видов, составляющих зональный комплекс. Наименование зоны дается по наиболее характерному или руководящему виду из зонального радиоляриевого комплекса (по зональному индекс-виду).

Зона в различных регионах может иметь разную мощность отложений, разное количественное соотношение видов в составе комплекса, ей могут соответствовать синхронные отложения без зонального индекс-вида. Зона может соответствовать ярусу или части его.

Слои — отложения, образовавшиеся за время существования комплекса организмов, видовой состав которых не установлен. Наименование слоев дается по преобладанию в составе комплекса организмов, принадлежащих к таксонам высоких рангов, семейству или отряду.

До наших исследований радиоляриевые зоны не выделялись ни в одной из геологических систем. Впервые они были предложены автором для расчленения верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской равнины, где в разрезах люлинворского горизонта верхнего эоцена были установлены последовательно смыкающиеся две зоны: зона *Ellipsoxiphus chabakovi*, зона *Heliodiscus lentis* и слои с *Liosphaeridae*. (Липман, 1957, 1960). Для донных отложений океанов зоны по радиоляриям были установлены В. Риделем, А. Санфилиппо и другими исследователями в 1969, 1970, 1973 гг. уже после того, как автором были установлены зоны в Северной Евразии. Продолжая палеонтологическую стратиграфическую исследования палеогена в других регионах Северной Евразии (Липман, 1960; Lipman, 1971), автором была разработана первая зональная стратиграфическая схема по радиоляриям для палеогена всей территории СССР на основании изучения более 400 видов радиолярий из 300 разрезов (Липман, 1972, 1979а, 1979б).

Границы зональных стратиграфических подразделений в нашей схеме установлены по смене видового состава радиолярий, обусловленной их эволюционным развитием. В течение палеогена эволюция радиолярий проходила как единый цикл, который состоит из пяти этапов: палеоценового, ранне-, средне- и позднеэоценового (включающего четыре подэтапа) и олигоценевого (Липман, 1972, 1978). В соответствии с этапностью развития радиоляриевых фаун в палеогене установлены зоны по радиоляриям в Северной Евразии. По комплексам тождественных (или близких) видов радиоляриевые зоны и слои хорошо сопоставляются (особенно в эоцене) между собой.

Зональные комплексы радиолярий в подразделениях палеогена различных районов СССР таксономически сходны с видовым составом радиолярий эоцена Калифорнии, Японии, о-ва Барбадос и донных отложений палеогена Атлантического, Тихого и Индийского океанов, Антарктического бассейна и Норвежско-Гренландского моря. В палеогене известно около 100 общих видов радиолярий в Северной Евразии и на других континентах и в донных отложениях океанов. По комплексам радиолярий особенно хорошо коррелируются между собой эоценовые отложения (Липман, 1972, 1975).

Проследив историческое развитие радиолярий в течение палеогена и смену комплексов видов, удалось установить стратиграфические



границы между зонами и подотделами палеогеновой системы (см. таблицу). Видовой состав комплексов радиолярий для всех стратиграфических подразделений в палеогене Северной Евразии приведен в ряде статей автора.

Зоны и слои по радиоляриям в палеогене Северной Евразии

| Отдел   | Подотдел | Ярус  | Зоны и слои   |                                     | Этапы     | Подэтапы  |
|---|----------|---|---|-------------------------------------|-----------|-----------|
| Олигоцен  | верхний  | хаттский  | слои с <i>Cenodiscidae</i>  |                                     | пятый     |           |
|   | средний  | рюпельский  | слои без радиолярий   |                                     |           |           |
|   | нижний   | ?   | зона <i>Phacodiscus licharevi</i>   | слои с <i>Cenosphaera almaensis</i> |           |           |
| Эоцен   | верхний  | приабонский   | слои с <i>Liosphaeridae</i>   |                                     | четвертый | четвертый |
|   |          |   | зона <i>Heliodiscus lentis</i> — <i>Trochodiscus splendidus</i> — <i>Stylodictya tschujenki</i> |                                     |           |           |
|   |          |   | зона <i>Ellipsoxiphus chabakovi</i>   |                                     |           |           |
|   |          |   | зона <i>Conocaryomma aralensis</i>  |                                     |           |           |
|   | средний  | лютетский   | зона <i>Spongurus biconstrictus</i>   |                                     | третий    |           |
|   |          |   | зона <i>Ampycaridiscus fusoides</i> — <i>Amphybrachium gracilis</i>                             |                                     |           |           |
| нижний  | ипрский  | слои с <i>Spongodiscidae</i>                                    |   | второй                              |           |           |
|   |          | зона <i>Selhodiscus vialovi</i> — <i>Ellipsostylus inclarus</i> |   |                                     |           |           |
| Палеоцен  | верхний  | танетский   | зона <i>Cromyodruppa regularia</i> — <i>Porodiscus ornatus</i>                                  |                                     | первый    |           |
|   |          |   | зона <i>Cenosphaera caucasica</i>   |                                     |           |           |
|   | нижний   | монтский  | зона <i>Cenodiscus magnus</i> — <i>Conodiscus longus</i>  |                                     |           |           |
| зона <i>Cenosphaera regularia</i> — <i>Cenellipsis variabilis</i> |          |   | слои с <i>Prunoidea</i>   |                                     |           |           |

В данной статье для обоснования границы эоцена и олигоцена мы рассмотрим комплексы радиолярий только для интервала пограничных слоев верхнего эоцена и нижнего олигоцена: зоны *Ellipsoxiphus chabakovi*, зоны *Heliodiscus lentis* — *Trochodiscus splendidus* — *Stylodictya tschujenki*, слоев с *Liosphaeridae* и зоны *Phacodiscus licharevi*.

В Северной Евразии границу между верхним эоценом и нижним олигоценом мы проводим по подошве зоны *Phacodiscus licharevi* в Северном Причерноморье и по кровле слоев с *Liosphaeridae* в остальных регионах Северной Евразии (см. таблицу).

### Зона *Ellipsoxiphus chabakovi*

Впервые эта зона была установлена в разрезах люлинворской свиты Западно-Сибирской низменности. В дальнейшем она была прослежена на восточном склоне Урала, в Арало-Тургайской низменности, Туркмении, Кызылкумах, Прикаспии, в Воронежской, Курской и Белгородской областях, по р. Дон, в Днепровско-Донецкой и Причерноморской впадинах и на Северном Кавказе. Данная зона имеет наибольшее географическое распространение и характеризуется максимальным развитием фауны радиолярий в эоцене. Для нее характерен комплекс радиолярий, родовой и видовой состав которого резко отличается от состава комплексов ниже- и вышележащих зон.

Появляется много новых видов *Sponnellaria* (роды *Cenosphaera*, *Carposphaera*, *Thecosphaera*), *Stilosphaeridae* (*Xiphosphaera*, *Stylosphaera*, *Amphistylus*), *Staurasphaeridae* (*Stauracontium*, *Staurolonche*); *Cubosphaeridae* (*Hexalonche*), *Astrosphaeridae* (*Acanthosphaera*, *Actinomma*), *Ellipsidae* (*Ellipsoxiphus*, *Ellipsostylus*, *Cromyocarpus*, *Stylactraclis*, *Prunopyle*), а также новые виды родов *Cenodiscus*, *Trochodiscus*, *Phacodiscus*, *Phacostylus*, *Heliodiscus*, *Astrophacus*, *Porodiscus*, *Stauroidictya*, *Stylodictya*, *Spongodiscus*, *Stylotrochus*. Очень разнообразны *Nassellaria* (подсемейство *Zygospyridae*). Отмечается появление *Tripocalpinae* (виды родов *Tripilidium*, *Cyrtocalpis*, новые виды родов *Lychnocanium*, *Sethocyrtis*, *Theocorys*) и *Lithicampinae* (отдельные виды родов *Lithostrobos* и *Lithocampe*).

В комплексе наиболее многочисленны *Discoidea*. До 40% составляют семейства *Cenodiscidae*, *Phacodiscidae* (виды родов *Cenodiscus*, *Phacodiscus*, *Astrophacus*) и *Spongodiscidae*, виды родов *Spongodiscus* и *Stylotrochus*. Кроме того, многочисленны *Sphaeroidea*. Их до 35%, они представлены семействами *Liosphaeridae* (виды родов *Cenosphaera*, *Carposphaera*, *Thecosphaera*) и *Astrosphaeridae*. *Prunoidea* составляет до 10% и содержит виды родов *Ellipsoxiphus*, *Ellipsostylus*, *Xiphactraclis*, *Nassellaria* составляют до 15% в комплексе. Развиты подсемейства *Sethocyrtinae* (виды рода *Sethocyrtis*) и *Theocyrtinae* (виды рода *Theocorys*).

Комплекс радиолярий исключительно обилен по количеству экземпляров и разнообразен по составу родов и видов. Общее число видов радиолярий около двухсот. Для каждого региона в комплексе радиолярий характерно наличие специфических видов в определенных количественных соотношениях, тем не менее около 35% видов найдены во всех регионах. Наиболее характерными и распространенными видами являются *Cenosphaera valentinae* Lipm., *C. turkmenica* Lipm., *C. kisilkumensis* Lipm., *C. mitgarzae* Lipm., *C. mariaae* Lipm., *Carposphaera usunensis* Lipm., *C. megapora* Lipm., *Thecosphaera sublicia* Lipm., *Amphistylus ensiger* Kosl., *Ellipsoxiphus chabakovi* Lipm., *Cromyodruppa ovata* Lipm., *Xiphactraclis visendus* Kosl., *Prunopyle ovata* Kosl., *Cenodiscus biconvexus* Lipm., *Phacodiscus subsphaericus* Lipm., *Heliodiscus ninae* Lipm., *Astrophacus annularius* Lipm., *Porodiscus annularius* Lipm.; *Stylodictya magnifica* Lipm., *Spongodiscus turkestanensis* Lipm., *Stylotrochus schweeri* Lipm., *S. paciferum* Lipm., *Spongasteriscus gorskii* Lipm., *Sethopyramis victori* Lipm., *Sethocyrtis elegans* Lipm., *S. multiplicatus* Lipm., *Podocyrtis pruniformis* Lipm., *Theocorys angusta* Lipm., *T. cellulosa* Lipm., *T. unicum* Lipm.

Комплекс с *Ellipsoxiphus chabakovi* установлен в средней части люлинворского горизонта Западно-Сибирской низменности и ирбитского горизонта Восточного Урала, в верхней части тасаранской свиты Арало-Тургайской и Прикаспийской низменностей, в верхней части туркестанского яруса (или куртышской свиты) Туркмении и Кызыл-



кума, в киевской свите Днепровско-Донецкой впадины, сергеевском и тишкинском горизонтах Воронежской антеклизы и кумском горизонте Северного Кавказа. По комплексам радиолярий упомянутые свиты и горизонты хорошо сопоставляются между собой. Все рассматриваемые свиты и горизонты одновозрастны и являются аналогами верхнеэоценовой северокавказской зоны *Globigerina turkmenica* и отложений с *Lyrolepis caucasica* Rom.

Верхняя граница зоны *Ellipsoxiphus chabakovi* хорошо выражена вследствие исчезновения представителей многих родов и очень многих позднеэоценовых видов.

Благодаря характерному литологическому составу пород и содержащемуся в ней комплексу радиолярий, большой мощности и широкому горизонтальному распространению зона *Ellipsoxiphus chabakovi* во многих регионах служит хорошим маркирующим горизонтом для картирования верхнеэоценовых отложений и для построения структурных карт.

### Приабонский ярус

#### Зона *Heliodiscus lentis* — *Trochodiscus splendidus* — *Stylodictya tschujenki*

Зона *Heliodiscus lentis* была выделена в верхней части люлинворской свиты по разрезам в Западно-Сибирской низменности. Эта часть люлинворской свиты представлена глинами зеленовато-серыми, алевролитистыми, с прослойками алевролитов, местами опоковидными. Мощность до 70 м. В дальнейшем аналоги этой зоны были прослежены в разрезах восточного склона Урала, Тургайского прогиба, Северного Приаралья, Туркмении и Русской платформы. В некоторых районах зональный вид *Heliodiscus lentis* Lipm. отсутствует, но распространены другие виды, входящие в состав этого комплекса. Поэтому в Западной Туркмении и Фергане наименование зоны дано по распространенным там видам *Trochodiscus splendidus* и *Stylodictya tschujenki*. Комплекс с *Heliodiscus lentis* характерен для верхней части люлинворского горизонта Западно-Сибирской низменности и ирбитского горизонта восточного склона Урала, саксакульской свиты Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Прикаспийской низменности. В Фергане и Кызылкумах многие виды из данного комплекса были найдены в исфаринском ярусе. На Русской платформе многие виды радиолярий из этого комплекса найдены в харьковском горизонте и косяновском горизонте Воронежской антеклизы; по данным В. И. Загороднюк (1970) они обнаружены в белоглинском горизонте Азово-Кубанской впадины. По комплексам радиолярий перечисленные свиты и части горизонтов хорошо сопоставляются между собой.

Географический ареал данной зоны меньше предыдущей. По количеству и разнообразию видов комплекс радиолярий значительно обеднен. Сохраняется часть видов, распространенных и в зоне *Ellipsoxiphus chabakovi*. Тем не менее родовой и видовой состав имеет заметные отличия от состава радиолярий предыдущей зоны, что и позволяет проводить границу между ними. Характерно резкое преобладание иглистых скелетов *Stilosphaeridae*, *Staurosphaeridae*, *Astrosphaeridae*, *Ellipsidae*, *Druppulidae*, *Cenodiscidae*, *Trochodiscinae*, *Heliosestinae*, *Heliodiscinae*, *Stylodistynae*, *Spongotrochinae*, *Zygospyrinae*, *Sethopilineae*, *Sethocorinae*, *Theocorinae*. Наиболее характерны следующие виды: *Cenosphaera ispharensis* Lipm., *C. mariae* Lipm., *C. aff. mitgarzae* Lipm., *Xiphosphaera irinae* Lipm., *X. micra* Lipm., *Trochodiscus splendidus* Lipm., *T. paleogenicus* Lipm., *Phacodiscus testatus* Kosl., *Heliodiscus lentis* Lipm., *Stylodictya schabalkini* Lipm., *S. tschujenki* Lipm.,

*Spongodiscus elegans* Lipm., *Stylotrochus radiatus* Lipm., *Sethocyrtis sinitzini* Lipm., *Theocorys coronata* Lipm.

Таким образом, в нижней части приабонского яруса, в отложениях, соответствующих по фораминиферам зоне *Globigerapsis tropicalis* и белоглинскому горизонту Северного Кавказа, на довольно значительной части территории СССР по радиоляриям установлена зона *Heliodiscus lentis* — *Trochodiscus splendidus* — *Stylodictya tschujenki*.

Граница между зоной *Heliodiscus lentis* и слоями с *Liosphaeridae* четко определяется сменой видового состава радиолярий, а также изменением вмещающих их пород.

### Слои с *Liosphaeridae*

Для верхней части верхнеэоценовых отложений, относимых к верхней части приабонского яруса и представленных глинистыми породами, фауна радиолярий, на первый взгляд, не является характерной, так как здесь доминирующими группами служат фораминиферы и моллюски. Тем не менее, во многих регионах в отложениях верхнего эоцена СССР выделяется комплекс радиолярий с *Liosphaeridae*. Число местонахождений радиолярий этого комплекса по сравнению с комплексом *Ellipsoxiphus chabakovi* незначительно, скелеты радиолярий мелких размеров, плохой сохранности, они корродированы, их оболочки растворены и, чаще всего, замещены пиритом.

Наиболее распространенными являются *Liosphaeridae*, (представители рода *Cenosphaera*?), реже *Discoidea* (представители родов *Cenodiscus* и *Porodiscus*). *Nassellaria* единичны и представлены только родом *Sethocyrtis*.

Комплексы радиолярий, аналогичные западносибирским и арало-тургайским и также представленные скелетами *Liosphaeridae*, замещенными пиритом, были обнаружены в нижней части чеганской свиты по р. Эмба (Прикаспийская низменность), в ханабадском ярусе Средней Азии и в верхней части ачкакаинской свиты Западной Туркмении и Каракумах. В Азово-Кубанской впадине и на Нижнем Дону в верхней части белоглинского (?) горизонта и харьковском (?) горизонте Русской платформы встречены замещенные пиритом мелкие сферические формы, относимые нами к *Liosphaeridae*.

Таким образом, в верхней части приабонского яруса, в аналогах зоны *Bolivina antegressa*, на значительной части территории СССР выделяются по радиоляриям слои с *Liosphaeridae*. Резкое изменение в развитии позднеэоценовых радиолярий дает четкую границу между слоями с *Liosphaeridae* и зоной *Phacodiscus licharevi* нижнего олигоцена.

### Олигоцен

#### Нижний олигоцен

В отложениях нижнего олигоцена на большей части территории СССР радиолярии отсутствуют. Отмечается скопление скелетов радиолярий в олигоценовых алевролитовых глинах майкопской свиты Северного Кавказа, в рубановской подсвите Причерноморской впадины, в хадумском горизонте Азово-Кубанской впадины и Крыма.

Комплекс раннеолигоценовых радиолярий резко отличается от эоценового и характеризуется обедненным родовым и видовым составом с преобладанием *Liosphaeridae*, *Cenodiscidae*, *Phacodiscidae* и *Spongodiscidae*, плохой сохранностью скелетов. Очень часто скелеты имеют растворенные оболочки и замещены пиритом. В отложениях нижнего олигоцена восточных районов СССР радиолярии отсутствуют.



В Причерноморской впадине (Херсанская область) из разреза кызылджарского горизонта олигоцена автором изучены радиолярии по скважине № 1 с/х «Степной». Они являются единственным в СССР местонахождением олигоценовых радиолярий хорошей сохранности. В этом разрезе (опорном разрезе олигоцена юга СССР) в рубановской подсвите выделена по радиоляриям зона *Phacodiscus licharevi* с фораминиферами *Lenticulina herrmanni*.

Описаны следующие виды: *Cenosphaera almaensis* Moksjakova, *C. minuscula* Lipm., *Carposphaera medulla* Lipm., *C. porata* Lipm., *Lithatractus birostratus* Lipm., *Cenodiscus oligocenus* Lipm., *Phacodiscus micrus* Lipm., *P. licharevi* Lipm., *P. spinulus* Lipm., *Porodiscus circularis* Clark et Campbell, *Spongodiscus elegans* Lipm., *S. impressus* Lipm., *S. multiporosus* Lipm., *Sethocyrtis minimus* Lipm., *Lithocampe ovale* Lipm. Радиолярии принадлежат к 2 надотрядам, 4 отрядам, 7 семействам и 9 родам (Липман, 1981).

В комплексе радиолярий раннего олигоцена Северного Причерноморья преобладают эндемичные виды. Наибольшим количеством экземпляров представлены виды *Phacodiscus licharevi* и *Phacodiscus spinulus*. Из 15 видов 9 являются новыми, 1 вид — *Cenosphaera almaensis* Moksjakova — ранее известен из отложений нижнего олигоцена Крыма и Азово-Кубанской впадины, а 5 видов широко распространены преимущественно в отложениях верхнего эоцена в зонах *Ellipsoxiphus chabakovi*, *Heliodiscus lentis* — *Trochodiscus splendidus* — *Stylodictya tschujenkoi* и в слоях с *Liosphaeroidae* в различных регионах СССР (Липман, 1982).

По сравнению с эоценом радиолярии в нижнем олигоцене представлены ограниченным числом семейств, родов и видов. Количество экземпляров отдельных видов радиолярий также невелико. Преобладают эндемичные виды *Phacodiscus licharevi* Lipm. и *Phaeodiscus spinulus* Lipm. На них приходится примерно две трети всего комплекса. В целом преобладают представители отряда Discoidea, они составляют 54% комплекса.

Сохранность радиолярий в рассматриваемом комплексе удовлетворительная и хорошая, но имеются экземпляры с растворенными внутренними оболочками, а также скелеты, частично или полностью замещенные пиритом. Размеры их сравнительно небольшие. Виды из нижнего олигоцена имеют меньшие размеры скелетов в Причерноморье, чем эти же виды из верхнего эоцена в Средней Азии, Западной Сибири и Арало-Тургайской низменности.

Отличие раннеолигоценовых радиолярий от позднеэоценовых выразилось в развитии нового видового состава в родах *Cenosphaera*, *Carposphaera*, *Cenodiscus*, *Phacodiscus*, *Spongodiscus*. Комплекс содержит одну треть позднеэоценовых видов и две трети видов, появившихся в нижнем олигоцене. В раннем олигоцене произошло резкое изменение в систематическом составе радиолярий и резкое уменьшение количества фауны.

Комплекс раннеолигоценовых радиолярий Причерноморья не имеет аналогов среди разновозрастных радиолярий в других районах СССР. Можно отметить только один вид *Cenosphaera almaensis* Moksjakova, который описан А. М. Моксаковой из кызылджарского горизонта зоны *Lenticulina herrmanni* Крыма и нами из Северного Причерноморья и найден В. И. Загороднюк в хадумском горизонте Азово-Кубанской впадины. Другой вид, *Lithatractus birostratus* Lipman, описан нами из исфаринского яруса Ферганы и нижнего олигоцена Причерноморья; В. С. Горбунов описал этот вид из харьковской свиты бассейна р. Бо-

ромля Днепроовско-Донецкой впадины. Следовательно, в отложениях нижнего олигоцена, соответствующих зоне *Globigerina officinalis* в Причерноморской впадине, выделяется местная зона *Phacodiscus licharevi* и в Азово-Кубанской впадине — слои с *Cenosphaera almaensis*.

Нижняя граница зоны *Phacodiscus licharevi* в Северном Причерноморье принимается нами как граница эоцена и олигоцена. Изменения физико-географических условий обусловили этапы развития радиолярий. Раннеолигоценовые радиолярии Причерноморья пока не удалось сопоставить с олигоценовыми радиоляриями из осадков океанов, описанными по материалам глубоководного бурения рейсов «Гломар Челленджера». Комплексы олигоценовых радиолярий из донных осадков Атлантического и Индийского океанов, бассейна Антарктики и Норвежско-Гренландского бассейна имеют разнообразный видовой и родовой состав; среди них многочисленны представители *Nasselaria*, которые значительно отличаются от причерноморских таксономическим составом, а общие виды не обнаружены.

Исчезновение радиолярий комплекса *Phacodiscus licharevi* определяет верхнюю границу рассматриваемой зоны. Над ней выделяются слои без радиолярий, соответствующие зоне по фораминиферам *Spiroplectamina carinata*.

В позднеэоценовую эпоху на территории Северной Евразии существовал единый обширный морской бассейн с нормальной соленостью. В конце позднего эоцена началось изменение его режима, которое было вызвано похолоданием. Об этом свидетельствует сокращение родового и видового разнообразия радиолярий и дальнейшее их полное исчезновение в среднем олигоцене.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Горбунов В. С. Радиолярии среднего и верхнего эоцена Днепровско-Донецкой впадины. Киев, Наукова Думка, 1979, 161 с.
- Загороднюк В. И. Радиолярии эоценовых отложений бассейна Нижнего Дона и их стратиграфическое значение. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Новочеркасск, 1970, 22 с.
- Козлова Г. Э. Новые данные о стратиграфии меловых и палеогеновых донных осадков Атлантического океана по результатам изучения радиолярий. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1975, т. 226, с. 92—100.
- Липман Р. Х. Зональное расчленение морского палеогена Западно-Сибирской низменности. — Тр. Межвед. совещ. по разработке униф. стратигр. схем Сибири. (Докл. по стратигр. мезоз. и кайноз. отложений). Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 201—208.
- Липман Р. Х. Значение радиолярий для стратиграфического расчленения осадочных пород. — Бюл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 6, 1959, с. 67—88.
- Липман Р. Х. Значение радиолярий для стратиграфического расчленения верхнемеловых и палеогеновых отложений СССР. — Тр. Междун. геол. конгр., XXI сессия. (Докл. совет. геол.), 1960, с. 107—111.
- Липман Р. Х. Палеогеновые радиолярии СССР. Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Л., 1972, 55 с.
- Липман Р. Х. Значение радиолярий для межконтинентальной корреляции отложений палеогена. — Советская геология, 1975, № 1, с. 29—36.
- Липман Р. Х. Этапы развития палеогеновых радиолярий и их значение для выделения ярусов в эоцене СССР. — В кн.: Проблемы этапности развития органического мира. (Тр. XVIII сессии ВПО АН СССР.) Л., Наука, 1978, с. 155—165.
- Липман Р. Х. Зональное расчленение отложений палеогена СССР по радиоляриям. — В кн.: Ископаемые и современные радиолярии. Л., изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1979а, с. 10—33.
- Липман Р. Х. Значение радиолярий для разработки зональной шкалы палеогена юга СССР. — В кн.: Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли. (Тр. XIX сессии ВПО АН СССР). Л., Наука, 1979б, с. 69—85.
- Липман Р. Х. Радиолярии опорного разреза олигоцена Причерноморья. ВСЕГЕИ, Л., 1981, 108 с., деп. в ВИНТИ 10.06.81, № 2821-81.



- Липман Р. Х. Зональные виды и характеристика комплекса олигоценых радиолярий Северного Причерноморья. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, изд. ДГУ, 1982, с. 26—40.
- Липман Р. Х., Буртман Е. С., Хохлова И. А. Стратиграфия и фауна палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. — Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1960, т. 28, 230 с.
- Степанов Д. Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований. — Тр. ВНИГРИ, 1958, вып. 113, 180 с.
- Стратиграфический кодекс СССР. / Ред. А. И. Жамойда. Мин-во геол. СССР, ВСЕГЕИ, МСК, Л., 1977, 79 с.
- Шуцкая Е. К. Пограничные слои эоцена и олигоцена Бахчисарайского района и описание характерных аномалиид. — Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 38, с. 174—196.

- Caro J., Luterbacher H., Perch-Nielsen K., Premoli-Silva I., Riedel W. R., Sanfilippo A. Zonations à l'aide de microfossiles pélagiques du Paléocène supérieur et de l'Eocène inférieur. B.S.G.F., (7), XVII, 1975, N 2, p. 125—147.
- Foreman H. P. Radiolaris of Leg 10 with Systematics and Ranges for the Families Amphypyndacidae, Artostrobiidae and Theoperidae. — Init. Rep. of D.S.D.P., Washington, 1973, vol. 10, p. 407—474.
- Lipman R. Kh. Paleogene Radiolaris of USSR and their stratigraphic and paleogeographic significance. — Proceedings of the Planktonic Conference, Roma, 1971, p. 731—738.
- Petrushevskaya M. G. Cenozoic Radiolarians of the Antarctic. — Init. Rep. of D.S.D.P., Washington, 1975, vol. 29, p. 541—675.
- Petrushevskaya M. G., Kozlova G. E. Radiolaria. — Init. Rep. of D.S.D.P., Washington, 1972, vol. 14, p. 495—648.
- Riedel W. R., Hays J. D. Cenozoic Radiolaria. — Init. Rep. of D.S.D.P., Washington, 1969, vol. 1, p. 400—402.
- Riedel W. R., Sanfilippo A. Cenozoic Radiolaris from the Western Tropical Pacific. — Init. Rep. of D.S.D.P., Washington, 1970, vol. 7, p. 1—215.
- Riedel W. R., Sanfilippo A. Radiolaris. — Init. Rep. of D.S.D.P., Washington, 1970, vol. 4, p. 504—575.
- Riedel W. R., Sanfilippo A. Cenozoic Radiolaria from the Caribbean. — Init. Rep. of D.S.D.P., Washington, 1973, vol. 15, p. 705—751.
- Riedel W. R., Sanfilippo A. Radiolaria from the Southern Indian Ocean. — Init. Rep. of D.S.D.P., Washington, 1974, vol. 26, p. 771—813.
- Sanfilippo A., Riedel W. R. Cenozoic Radiolaria from the Gulf of Mexico. — Init. Rep. of D.S.D.P., Washington, 1973, vol. 10, p. 475—611.
- Sanfilippo A., Riedel W. R. Radiolaria from the West-Central Indian Ocean and Gulf Aden. — Init. Rep. of D.S.D.P., Washington, 1974, vol. 24, p. 997—1035.
- Sanfilippo A., Riedel W. R. Some Radiolarian samples from the Western Indian Ocean. — Init. Rep. of D.S.D.P., Washington, 1974, vol. 25, p. 657—661.

#### BOUNDARY LAYERS AND EOCENE/OLIGOCENE BOUNDARY IN NORTH EURASIA ON RADIOLARIA DATA

R. Kh. Lipman

#### SUMMARY

As follows from the study of Palaeogene North Eurasia Radiolaria their development during Palaeocene-Early Eocene takes place in disconnected limited bassins. The Radiolaria have expanded in Middle Eocene, reaching the maximum extension in Late Eocene. At that time there existed a large marine bassin with a normal salinity. By the end of Late Eocene there occurred a change in the regime of the marine bassin caused by the climatic cooling. The variety of Radiolaria genera and species has deminished; they have become totally extinct by Middle Oligocene. Radiolaria zones of Late Eocene are: *Ellipsoxiphus chabakovi* and *Heliodiscus lentis* — Trochadiscus splendens — *Stylodictya tschujenkoi*, as well as the layers with Liosphaeridae; for the Early Oligocene such zone is: *Phacodiscus licharevi* and synchronous layers with *Cenosphaera almaensis*.

### ЭТАПЫ И РУБЕЖИ КАЙНОЗОЯ

#### АНАЛИЗ ХОДА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ И РАЗВИТИЯ ФАУНЫ МОРСКИХ БРЮХОНОГИХ МОЛЛЮСКОВ

А. Н. Голиков

Зоологический институт АН СССР, Ленинград

Брюхоногие моллюски — одни из наиболее показательных организмов для биостратиграфических, палеоэкологических и эволюционных построений. Они хорошо сохраняются в ископаемом состоянии, а форма и скульптура их раковин отчетливо отражают произошедшие изменения среды. Хорошая изученность эволюции многих групп брюхоногих переднежаберных моллюсков позволяет использовать их как индикаторные, модельные объекты при анализе планетарных событий в кайнозое. Лучше всего изучены организмы, населяющие шельфы северных частей Евразии и Америки, и поэтому для реконструкции событий последних 100 млн. лет привлекались моллюски главным образом этих акваторий.

Даже использование для палеонтологических исследований одной и той же систематической группы нередко дает противоречивые результаты при установлении временных рубежей геологических эпох. По-видимому, немаловажную роль в таких несоответствиях играет частое отсутствие абсолютных датировок и неодинаковое понимание объема геологических периодов, эпох и веков. В связи с этим приведение абсолютной геологической датировки при эволюционных, палеонтологических и биостратиграфических реконструкциях представляется обязательным.

Начало мелового периода, имеющее геологический возраст по оценке подавляющего большинства авторов 135—137 млн. лет назад, ознаменовалось такими крупными геологическими событиями, как окончательное разделение Лавразии и Гондваны. Этот период весьма неоднороден по своей геологической, климатической и биологической обстановке. Начало мела унаследовало от юры умеренную трансгрессию и теплый климат, господство голосеменных растений и гигантских ящеров на суше и аммонитов, белемнитов и рудистов в море. Последующая регрессивная фаза не привела к существенным переменам. Крупнейшие изменения произошли в позднем мелу вслед за усилившейся в сеномане мощной трансгрессией. К границе сеномана и турона (93 млн. лет назад) приурочена киммерийская тектоно-магматическая эпоха с весьма значительными структурно-орографическими преобразованиями. Произошло резкое снижение температуры воды от 23—20° в нижнем мелу до 16—15° в позднем сеномане и туроне (Синицын, 1967). Стали отчетливо проявляться сезонные колебания температуры. Покрытосеменные на суше и диатомовые в море занимают ведущее положение в экосистемах и определяют биологическую продуктивность. Резко снижается количество аммонитов и рудистов (Gordon, 1973),



уступающих свою роль коралловым рифам (Lipps, 1980). Исчезают ихтиозавры и некоторые другие гигантские ящеры, появляются беззубые птицы и некоторые плацентарные млекопитающие.

У брюхоногих моллюсков в первой половине позднего мела (сеноман — турон) произошли все высшие представители класса (отряды Bucciniformes и Coniformes; семейства Haliotidae, Turritellidae, Potamididae, Lamellariidae, Triphoridae, Cassidae, Calyptraeidae, Capulidae, Strombidae, Volutidae, Melanellidae, Ringicalidae).

Трансгрессия была прервана ларамийской фазой горообразования. Одновременно со снижением уровня океана значительно возросла температура воды, достигшая в сантоне  $23^{\circ}$  (на широте средней Европы). Продолжалось вымирание некоторых групп организмов. Этот процесс был особенно ярко выражен на границе маастрихта с данием, относимого ныне большинством авторов к палеоцену. В это время температура воды на широте средней Европы снизилась до  $15-16^{\circ}$ . Полностью вымерли динозавры и белемниты и ряд групп радиолярий (Riedl, Sanfilippo, 1981). Обогащение фауны и флоры в это время и на протяжении большей части палеоцена было незначительным. Из брюхоногих моллюсков к этому времени можно отнести лишь происхождение родов *Tricolia*, *Nerita*, *Lamellaria*, *Cylichna*. Позднее наблюдалось довольно быстрое обогащение флоры и фауны современными высшими таксонами.

Рассматриваемый материал позволяет предположить, что грандиозные геологические, климатические и биологические преобразования, произошедшие на планете 93 млн. лет назад, являются рубежом между мезозоем и кайнозоем. С этого времени началось господство покрытосеменных, являющихся доминантной эволюционной группой биосферы и в настоящее время.

Таким образом, начало палеоцена, являющегося первой эпохой кайнозоя, относится к грандиозным планетарным перестройкам, произошедшим около 93 млн. лет назад. События, отражающие завершение вымирания древних жизненных форм и дальнейшее развитие новых около 67 млн. лет назад, могут рассматриваться как граница между нижним и верхним палеоценом. Соответственно, относившиеся ранее к верхнему мелу века турон, коньяк, сантон, кампан, маастрихт и даний могут быть отнесены к палеоцену. И моря, и суша в то время даже в высоких широтах были населены тропической или субтропической флорой и фауной. В Северном Ледовитом океане обитали фауна такого же облика, как и в океане Тетис (из двустворчатых моллюсков обычными формами были устрицы), а по берегам росли теплолюбивые магнолии. Пальмы расселялись до  $62^{\circ}$  с. ш., коралловые рифы — до  $32^{\circ}$  с. ш. (Криштофович, 1932; Шварцбах, 1955), а севернее росли лавры и другие широколиственные породы. В Канадской Арктике в это время обитали крокодилы, черепахи и теплолюбивые копытные. Среднегодовая температура воздуха и поверхностных вод на широте Европы достигала  $25^{\circ}$  (Emiliani, Flint, 1963).

Примерно 55—58 млн. лет назад Австралия начала отделяться от Антарктиды. Одновременно существенно (до  $14^{\circ}$ ) снизилась температура Южного океана (Haq et al., 1977). В Северном полушарии охлаждению, кроме глобальных причин, способствовала трансгрессия и поступление относительно прохладных вод из высоких широт (Hopkins, 1959; Dugham, MacNeil, 1967; Габуня, 1973). Усилились тектонические процессы, проявившиеся, в частности, в образовании Кавказских гор и Пиренеев. Изменение климата привело к значительной перестройке флоры и фауны. На суше появились некоторые новые роды млекопитающих и птиц.

В море образовались новые комплексы радиолярий, которые в Атлантическом океане сильно отличались от комплексов, образовав-

шихся в Норвежском и Гренландском морях (Петрушевская, 1973, 1976).

Среди брюхоногих моллюсков возникли семейства Nassariidae и Columbelloidae, а также такие роды, как *Fissurella*, *Cassis*, *Epitonium*, *Scaphander*, *Tritonalia*, *Trophon* и *Pleurotoma*. Возникшие в это время виды в соответствии с климатом (даже в относительно высоких широтах бывшему субтропическим) были теплолюбивыми. Изложенные данные свидетельствуют о том, что примерно  $58 \pm 5$  млн. лет назад наблюдался определенный этап в развитии кайнозоя, который может соответствовать концу палеоцена и началу эоцена. Такой возраст границы совпадает с общепринятым. Продолжительность палеоцена (в данной трактовке), имевшего теплый, относительно равномерный климат оказывается равной 35 млн. лет.

Первая половина эоцена ознаменовалась регрессией и некоторым потеплением, а также относительно спокойным развитием земной коры, флоры и фауны. Коралловые рифы расселялись почти до Исландии и Гренландии (Криштофович, 1932). Берингия и Туле опять представляли собой сплошные участки суши, через которые проходили миграции птиц, млекопитающих и других организмов (Штегман, 1967; Белоусов, 1968; Габуня, 1973). В ископаемых остатках того времени на территории Дании и Венгрии представлены тропические и субтропические роды иглокожих и моллюсков (Ravin, 1939; Baldi, 1973). Пальмы достигали Аляски. Среднегодовая температура воздуха и поверхностных вод на широте Европы составляла  $+20^{\circ}-+22^{\circ}$ , а придонной — колебалась от  $+12^{\circ}$  до  $+14^{\circ}$  (Emiliani, Flint, 1963; Savin et al., 1975).

Примерно 40—45 млн. лет назад произошла небольшая трансгрессия, приведшая, однако, к открытию Берингова пролива и нарушению связи между Европой и Америкой (Maton, Wilson, 1975). Тогда же произошло столкновение Индийского субконтинента с Азией и ускоренное горообразование Гималаев (Монин, 1977). Сквозной проход из древнего Средиземного моря в Тихий океан через тропические и субтропические широты оказался перекрытым. Тетис как единый огромный бассейн перестал существовать. С этого времени прекратился прямой обмен фаунами между западной и восточной частями Тетиса. В результате возникшие позднее роды не имеют циркумтропического или циркумсубтропического распространения (например, из брюхоногих моллюсков *Patella*, *Cryptonatica*, *Lunatia*, *Neptunea*, *Buccinum* и др.).

Среднегодовая температура воздуха снизилась до  $+18^{\circ}$ . На Камчатке и Аляске субтропические леса сменились широколиственными, но с такими теплолюбивыми породами, как дуб, платан, фиго (Dall, 1920). Температура океана у дна понизилась до  $+9^{\circ}-+12^{\circ}$  (Haq et al., 1977). По-видимому, в это время произошли первые субтропические представители некоторых в дальнейшем преимущественно бореальных родов, в том числе ящериц (Даревский, 1967), птиц (Майр, 1981) и моллюсков (например, *Boreoscala* и *Neptunea*).

Орогенез, похолодание и ускорение эволюционного процесса около 45 млн. лет назад можно рассматривать как границу между ранним и поздним эоценом.

Примерно 36—38 млн. лет назад на планете резко усилился орогенез и существенно похолодало. В это время возникли условия для развития приантарктической циркуляции. В горах Антарктиды появились льды (Kennett, 1977, 1980; Миронов, 1982). В Евразии и Америке наметилась вертикальная зональность в горах. В составе лесов северной Европы и Америки появились листопадные породы, включая иву, березу и др. (Синицын, 1962). Среднегодовая температура воз-



духа снизилась на  $5^{\circ}$  (Лосев, 1982). Придонная температура воды в Тихом океане составляла в среднем  $+10^{\circ}$ , а у берегов Антарктиды и в Северной Атлантике —  $+4^{\circ}$ — $+8^{\circ}$  (Emiliani, 1956). Температура воды Японского моря оставалась довольно высокой ( $+13^{\circ}$ — $+14^{\circ}$ ) и под влиянием Кюросио, достигавшего берегов Аляски, мало изменялась до самых северных пределов Тихого океана.

Изменившиеся в большинстве районов условия среды привели к существенной перестройке морской фауны. В ее составе появились брюхоногие моллюски семейства Dolididae и первые представители родов *Puncturella*, *Monodonta*, *Caecum*, *Babylonia*, *Buccinum*, *Ancistrolepis*, *Colus*, *Mitrella*, *Rapana*, *Leucosirnix*, а также первые виды таких в дальнейшем преимущественно холодолюбивых родов двустворчатых моллюсков, как *Thyasira* и *Yoldia*. На суше распространились копытные (Osborn, 1918), заметную роль стали играть хоботные и обезьяны. Существенные геоморфологические, климатические и экологические перестройки около 36 млн. лет назад представляют рубеж между эоценом и олигоценом. При такой трактовке событий палеогена эоцен занимает промежуток времени около 22 млн. лет.

В начале олигоцена уровень океана снизился более чем на 140 м, что привело к восстановлению сухопутных связей между Азией и Америкой (на востоке) и Европой и Америкой (на западе). Температура воздуха на севере Европы и Америки достигала  $+10^{\circ}$  зимой и  $+23^{\circ}$  летом (Синицын, 1967), однако в Исландии среднегодовая температура была всего  $+6^{\circ}$ — $+9^{\circ}$  (Шварцбах, 1955). Гольфстрим не поступал к берегам северной Европы, он проходил в моря, образовавшиеся на месте Тетиса. На Камчатке в составе листовенных пород по-прежнему встречался граб. Морская тропическая фауна у тихоокеанских берегов Америки расселялась до  $50^{\circ}$  с.ш (Addicott, 1969). Образовавшиеся во время раннеолигоценового похолодания виды (*Buccinum mutchgensense*, *B. nakamurai*, *Neptunea altispinata*, *N. gigantea*, и др.) были субтропическими и в дальнейшем (около 23 млн. лет назад) дали начало относительно теплолюбивым современным формам (*Buccinum leucostoma*, *Neptunea intersculpta*) (Голиков, 1963, 1980). Эти виды образовавшиеся в районе современной Японии и обитающие и в настоящее время в охлажденных субтропических водах северной части Тихого океана, являются первыми существующими ныне видами соответствующих родов. Ввиду отсутствия в это время ясно выраженных гидрологических границ в северных частях океанов, эти виды широко расселились — в Берингии они встречались как у азиатских, так и у американских берегов. Такое же распространение имели и наиболее древние виды хитонов и двустворчатых моллюсков, также происходящие из субтропических районов западной части Тихого океана (Smith, 1960, Скарлато, 1981).

Примерно в тот же период времени (22—23 млн. лет назад) усилилась антарктическая циркуляция, и там, возможно, появились первые айсберги (Barker, Bugrell, 1977; Kennett, 1977). Фауна радиоларий Норвежского моря и сопредельных частей Северного Ледовитого океана имела много общего с тропической Атлантикой (Петрушевская, 1976; 1979).

Произошедшая 22—25 млн. лет назад трансгрессия, временное похолодание и значительные экологические перестройки заставляют считать рубеж  $23 \pm 3$  млн. лет назад началом новой эпохи — миоцена. В сходных пределах принимает границу миоцена и подавляющее большинство других авторов. В это время произошли существенные ландшафтные перестройки, выразившиеся, в частности, в появлении существующих и ныне субтропических по происхождению видов. Соответственно, олигоцен, характеризовавшийся некоторым похолоданием, продолжался 13 млн. лет.

Вслед за этим временем произошла сильнейшая регрессия, по мнению ряда авторов, достигавшая 2000 м (Hoshino, 1970). В пользу этой точки зрения свидетельствуют следы субаэрального происхождения батинальной зоны, геологические данные (Белоусов, 1968) и палеобиогеографический анализ (Голиков, 1976а). По-видимому, в это время образовались глубины Японского моря, которые имеют рифтовое происхождение (Аблаев, 1982).

Произошло заметное повышение температуры. Среднегодовая температура воздуха в Европе составляла  $+15^{\circ}$ — $20^{\circ}$ , колеблясь от  $+10^{\circ}$  зимой до  $+24^{\circ}$  летом. Преобладал субтропический климат и в Европе росли пальмы. Берингия и земля Туле были приподняты над уровнем океана. Однако температура глубинных вод океана достигала всего  $+7^{\circ}$  (Emiliani, Flint, 1963; Buchardt, 1978). В составе песцовской свиты на Чукотке (15—18 млн. лет назад) преобладали теплолюбивые, в большинстве субтропические по происхождению виды (Петров, 1976). Субтропический характер носила и фауна Пенжинской губы (Dall, 1893). Относительно тепло было в Арктике. В районе устья Лены температура воды превышала  $+14^{\circ}$ .

Примерно 14 млн. лет назад началось постепенно нарастающее похолодание. Усилились вулканизм и орогенция. Вероятно, восстановился Берингов пролив. Ряд авторов (Hopkins, 1953; McNeil, 1965; Durham, McNeil, 1967; Einarsson et al., 1967) предполагает, что 14—12 млн. лет назад осуществился первый обмен через северные моря между фаунами Тихого и Атлантического океанов. Однако фактический материал по эволюции брюхоногих моллюсков и находки в это время в отложениях северной Европы исключительно субтропических моллюсков средиземноморско-лузитанского генезиса (Sorgenfrei, 1958; Glibert, 1959, 1963) не позволяют принять эту точку зрения. Орогенция привела к образованию глубин Курило-Камчатской геосинклинали. Берингово море, глубины в юго-западной части которого образовались тогда же, было соединено с Охотским морем проливом на севере Камчатки (Безруков, Удинцев, 1953; Рудич, 1962).

Температура придонных вод в высоких широтах еще достигала  $+6^{\circ}$ — $7^{\circ}$ , а поверхностных вод на широте Аляски — более  $+14^{\circ}$  (Emiliani, 1956, 1961; Savin et al., 1975). Резкие различия поверхностных и придонных температур самой северной части Тихого океана и прилежащих частей Северного Ледовитого океана могли способствовать проникновению в имевшиеся к тому времени относительно глубокие участки Полярного бассейна тихоокеанских вселенцев (Андрияшев, 1951).

Усиливающееся похолодание привело к массовой гибели обитавших до этого времени в северной части Тихого океана субтропических видов и к формированию бореальных вод, к становлению тихоокеанской бореальной биогеографической области. На суше это отразилось в увеличении сезонных колебаний температуры (в умеренных широтах на тихоокеанском побережье Америки от  $-2^{\circ}$ — $-5^{\circ}$  зимой до  $+19^{\circ}$ — $+20^{\circ}$  летом) и в образовании так называемых «лаврентийских» смешанных лесов. В Северной Атлантике было значительно теплее. Температура воздуха в январе достигала  $+10^{\circ}$ , а в июле —  $+24^{\circ}$  (Синицын, 1967).

В самом начале становления бореальных условий в Тихом океане (около 14 млн. лет назад), когда еще не было резких гидрологических границ между северо-японскими и берингийскими водами, от северо-японских субтропических предков в районе Берингии произошли первые бореальные виды, широко распространившиеся в северной Пацифике. Это подтверждается экологическим и биогеографическим анализом и ископаемыми остатками таких видов брюхоногих моллюсков,



как *Littorina squalida*, *Neptunea lyrata* и, немного позднее, приазнатских *Buccinum bayani*, *B. rossicum*, *B. ochotense*, *B. percrassum* и др.

Сильнейшие изменения гидрологических условий привели к образованию принципиально новой для кайнозоя умеренной фауны, в составе которой из брюхоногих моллюсков в это время возникли семейства Lepetidae, Cocculinidae и Janthinidae, роды *Trochus*, *Cingula*, *Setia*, *Alaba*, *Strombus*, *Beringius*, *Liomesus*, *Volutopsius*, *Purpura*, *Nucella*, *Admete*, *Oenopota* и множество преимущественно тихоокеанских широко распространенных бореальных видов.

Одной из причин глобального похолодания, по-видимому, явилось усиление и окончательное установление в это время циркумантарктической циркуляции (Barker, Buggell, 1977; Вербицкий, Квасов, 1980) и увеличение оледенения Антарктики (Jacob, 1974). Примерно 13—12 млн. лет назад существенно изменился характер осадкообразования в Мировом океане. На суше в районе Берингии тайга уступила место лесотундре (Бискэ, Баранова, 1973 и др.). Появились предшественники современных лошадей гиппарионы и первые представители семейства гоминид — предки современных людей. Изменение (под влиянием прохладного течения Ойя-Сю) гидрологического режима в северо-западной части Тихого океана привело к дифференциации широко распространенных тихоокеанских видов на приазнатские и приамериканские.

Вслед за этими событиями похолодание продолжало усиливаться, что привело к гидрологическому обособлению высокобореальных вод от низкобореальных и к образованию таких широко распространенных в Тихом океане высокобореальных видов, как *Neptunea pribiloffensis*, *Buccinum plectrum*, *B. lishkeanum* и др.

Мощные геоморфологические, климатические (в первую очередь, существенное похолодание) и экологические перестройки, произошедшие около  $14 \pm 3$  млн. лет назад, позволяют считать это время важным рубежом кайнозоя, разделяющим палеоген и неоген, и заставляют выделить особую эпоху, которую (из-за образования в ее начале умеренной широтной зоны) целесообразно обозначить как бореоцен. Таким образом, миоцен занимал промежуток времени около 9 млн. лет, характеризовавшихся, в своей большей части, сравнительно спокойным развитием планетарных событий, сменившимся бурными перестройками на рубеже неогена.

Вслед за трансгрессией и отчетливым похолоданием около 8 млн. лет назад произошла сильная регрессия (по мнению большинства авторов, до —500——600 м) и некоторое потепление. Температура поверхностных вод у берегов Аляски поднялась в среднем от  $+12^\circ$  до  $+14^\circ$  (Hopkins, 1959, 1972; Emiliani, Flint, 1963). Температура придонной воды на глубине около 2000 м даже в относительно прохладных широтах южного полушария достигала  $+3—+4^\circ$  (Vella, 1972).

Восстановились хребет Туле и Берингия. Шельфы Северного Ледовитого океана и Охотского моря представляли собой сушу.

Примерно  $5,7 \pm 1,3$  млн. лет назад началось похолодание, которое в Антарктике носило скачкообразный характер и, по мнению ряда авторов, привело к образованию купола антарктического ледника (Kennett, 1977; Красилов, 1977; Hayes, Frakes, 1979). Усилилось горное оледенение на Аляске (Addicott, 1969; Hopkins, 1972). Среднегодовая температура воздуха там снизилась до  $+10^\circ$  (Smith, 1919). Температура поверхностных вод в Северной Атлантике снизилась до  $+8^\circ$  зимой и  $+21^\circ$  летом (Funell, 1970). Начали формироваться кораллиновые краги Англии. В это время, в связи с первыми этапами установления бореальных условий в Северной Атлантике, возникли атлантические бореальные виды средиземноморско-лузитанского генезиса.

В умеренных водах Тихого океана появились семейство брюхоногих моллюсков Velutinidae, роды *Cryptobranchia*, *Capulacmea*, *Boreotrophon*, *Plicifusus* и многие виды.

Значительные климатические и экологические события позволяют считать рубеж  $5 \pm 1$  млн. лет назад границей между бореоценом и плиоценом, характеризующимся среди прочих черт образованием Атлантической бореальной биогеографической области. Соответственно, продолжительность бореоцена составила около 9 млн. лет. Характерной чертой плиоцена явилось прогрессирующее похолодание климата.

Примерно 3,5 млн. лет назад произошла достаточно мощная трансгрессия (калабрийская), которая привела к образованию широких морских связей между Тихим, Северным Ледовитым и Атлантическим океанами (Einarsson et al., 1967; Гладенков, 1976). Среднегодовая температура воздуха над средней Европой снизилась до  $+12^\circ$  (Segota, 1968), а температура поверхностных вод — до  $+5^\circ$  зимой и  $+18—+20^\circ$  летом. Льда в Северном Ледовитом океане еще не было (Herman, 1974, 1983; Herman, Hopkins, 1980).

В соответствии с направлением основных течений миграции организмов проходили главным образом из Тихого океана через залитый морем север Канады в приамериканскую Атлантику, а оттуда — к берегам Европы. Похолодание и поступление в Северную Атлантику тихоокеанской фауны привели к мощной вспышке видообразования во всех систематических группах. Образовавшиеся в то время виды моллюсков известны из красных крагов Англии.

Дальнейшее похолодание 3—3,5 млн. лет назад привело к образованию ледникового щита Гренландии и росту ледников в Исландии и на Аляске. В Северном Ледовитом океане появились плавающие льды, хотя сплошных льдов не было даже зимой (Herman, Hopkins, 1980; Herman, 1983).

В высоких широтах северного полушария появилась тундровая зона (Hopkins et al., 1960). В более низких широтах образовался род настоящих лошадей и людей. Около 2,5 млн. лет назад в северной части Берингова моря, а также в Норвежском море на основе эврибионтных бореальных видов возникли циркумполярные бореально-арктические виды. Среди них были образующие биологический фон двустворчатые моллюски *Leionucula tenuis*, *Nuculana pernula*, *Musculus niger*, *Chlamys islandicus*, *Tridonta borealis* (Скарлато, 1981) и брюхоногие моллюски *Neptunea communis*, *N. ventricosa*, *Buccinum ciliatum*, *B. elatior*, *B. glaciale*, *B. polare* (Голиков, 1963, 1980).

Около 2,5 млн. лет назад в умеренных широтах среднегодовая температура воздуха упала ниже  $+10^\circ$ , поверхностных вод — до  $+3—+6^\circ$ , а глубинных вод — до  $+2—+2,5^\circ$  (Emiliani, Flint, 1963; Savin et al., 1975).

Примерно  $1,8 \pm 0,2$  млн. лет назад произошла мощная регрессия, при которой уровень океана снизился на 560—750 м (Криштофович, 1932; Сакс, 1953; Einarsson et al., 1967; Котенев, 1970). Курильские и Японские острова и Тайвань были тогда связаны с берегом (Yabe, 1929). Не исключено, что регрессия была еще более значительной, так как следы субэарального рельефа того времени прослежены до глубины 1400 м (Удинцев, 1955). Вероятно, из-за этого хребет Уайвилля—Томпсона оказался поднятым над уровнем океана и преградил путь Гольфстриму. Низкие температуры и достаточно высокая влажность создали предпосылки к образованию в северной Европе ледников и оледенению Северного Ледовитого океана. Сформировалась арктическая водная масса (которая впоследствии заняла глубинное положение) и соответствующие эндемичные арктические виды и роды. К таким родам, в первую очередь, относятся двустворчатые моллюски *Port-*



*landia*, а из видов, возникших в это время или немного позднее, наиболее характерны циркумарктические. Северный Ледовитый океан оказался частично или полностью изолированным как от Тихого, так и от Атлантического океанов. Существование в это время Берингии на востоке и земли Туле на западе считается доказанным (Schott, 1926; Панов, 1946; Рухин, 1962; Strauch, 1970, 1972).

Большой размах геогидрократических перестроек и образование особой арктической биогеографической области (или подобласти) позволяют рассматривать время  $1,8 \pm 0,2$  млн. лет назад как границу между плиоценом и плейстоценом (четвертичным периодом). Соответственно, плиоцен продолжался только немногим более 3 млн. лет. Вероятно, в период первой регрессии плейстоцена образовалась впадина Монтерей глубиной свыше 4500 м и значительная часть глубин Северного Ледовитого океана (Белоусов, 1968). В это же время могла возникнуть южная котловина Охотского моря (Линдберг, 1970). Хотя столь мощная регрессия продолжалась, по-видимому, недолго, она привела к значительному охлаждению вод в высоких широтах и оледенению, хотя и не столь мощному, как последующие. Затем произошел подъем вод океана до уровня ниже современного примерно на 200 м. Такой уровень держался довольно долго (Суздальский, 1976). Можно предположить, что именно в это время определились основные очертания современных шельфов. Вслед за этим переходным между плиоценом и плейстоценом холодным временем (эоплейстоценом) произошла трансгрессия и значительное повышение температуры. Примерно 1,4—1,5 млн. лет назад температура поверхностных вод у Таймыра достигала  $+3$ — $+5^\circ$ , и здесь обитали бореальные двустворчатые моллюски *Macoma balthica* (Троицкий, 1961).

Вслед за потеплением началось быстрое похолодание. Среднегодовая температура воздуха в Европе не превышала  $+10^\circ$  (Woldstedt, 1954), в Альпах —  $+5^\circ$  (Geeg, 1940), а в океане на глубинах даже в низких широтах —  $+3^\circ$  (Emiliani, 1956, 1961). Примерно 1,2 млн. лет назад усилилось оледенение Антарктиды (Merger, 1978). В это время (или немного раньше) в Северном Ледовитом океане образовались поверхностная арктическая водная масса и сопутствующая ей фауна (в том числе некоторые виды эндемичного для Арктики рода *Portlandia*).

Примерно 0,7 млн. лет назад ситуация на планете существенно изменилась. В связи с ледовыми и тектоническими перестройками изменилась циркуляция вод в южной Атлантике (Peterson, Lohmann, 1982). Образовались некоторые впадины у Алеутских и Курильских островов. Произошла регрессия океана на 200—300 м ниже современного уровня. Именно с этого времени начинаются резкие колебания климата и ледовой обстановки планеты. Поэтому, а также с учетом биологической обстановки в Арктике представляется правильным разделить плейстоцена на ранний (эоплейстоцен) и поздний с границей около 0,7 млн. лет назад.

В настоящее время оспаривается возможность осушения хребта Ломоносова в плейстоцене (Гурьянова, 1949, 1957; Деменицкая, Карасик, 1971; Голиков, 1976; Несис, 1983, и др.), однако именно ко времени регрессии в конце эоплейстоцена можно отнести возникновение атлантических и тихоокеанских арктических видов, с запада и востока достигающих района Новосибирских островов. И в историческом прошлом и ныне ограничения ареалов этих видов объясняются суровой гидрологической обстановкой и большой мутностью и снижением продуктивности вод новосибирского шельфа.

Регрессия и продолжающееся снижение температуры привели в юнцкому оледенению (синонимами которого с известными натяжками

оказываются небраскское, дунайское, варяжское). Льды в Японском море наблюдались в это время до  $40^\circ$  с. ш. (Chinzei, 1977). Значительное оледенение было в Альпах. На равнинах Европы лед опускался до  $51$ — $53^\circ$  с. ш., а температура воздуха летом снизилась до  $+5$ — $+6^\circ$ . Примерно 650—500 тыс. лет назад регрессия сменилась трансгрессией, известной в литературе под названиями кромерской, сицилийской или беловежской. Величина трансгрессии не превышала 50—80 м. Трансгрессия сопровождалась значительным опреснением морских вод. В приустьевых участках образовались огромные солоноватоводные водоемы (Синицын, 1962; Линдберг, 1970, 1972). Создались условия для образования эстуарно-арктической водной массы и специфичной для нее фауны (Golikov, Averincev, 1977).

Примерно 450—480 тыс. лет назад трансгрессия сменилась ярмутской регрессией. Развитие похолодания привело к миндельскому (канзасскому, эльстерскому, окскому, демьянковскому) оледенению. Регрессия достигала 100—200 м ниже современного уровня, а льды в Европе простирались до  $50^\circ$  с. ш.

Примерно 400 тыс. лет назад регрессия сменилась голштинской (лихвинской, милацской) трансгрессией и значительным потеплением. В Сибири еще более расширился солоноватый бассейн, что способствовало широкому расселению эстуарно-арктической фауны. В Европе летняя температура воздуха возросла до  $+20^\circ$ , появился граб. Широко расселились питекантропы, возникшие в тропических широтах в конце миндельского похолодания. Немногим более 200 тыс. лет назад началась очередная регрессия, уровень океана был на 100 м ниже современного. Эта регрессия сопровождалась очередным снижением температуры и развитием рисского (иллинойского, днепровского, самаровского) оледенения. Льды опускались на юг от широты Киева. В Восточной Сибири на обширных пространствах образовывалась вечная мерзлота. Шельфы морей Северного Ледовитого океана представляли собой сушу. Сильно увеличались глубины у Курильских островов и в Охотском море (Белоусов, 1968). В умеренных и субтропических широтах появился неандерталец.

Потепление, таяние ледников и тектонические процессы привели к трансгрессии, которая вначале была относительно холодной; на юге она носит название тирренской, а на севере — коцебу. Первоначально трансгрессия не превышала 30 м над современным уровнем, но и этого было достаточно для поступления с холодными арктическими водами фауны Северного Ледовитого океана через открывшийся Берингов пролив в северную часть Тихого океана (Hopkins, 1972). Дальнейшее потепление и повышение уровня до более 80 м над современным привели к наступлению около 100 тыс. лет назад новой трансгрессии, известной под названиями казанцевской, монастырской или эемской. Относительно теплые воды залили Чукотское море и способствовали проникновению в него теплолюбивой тихоокеанской фауны. Кромка зимних льдов располагалась севернее Берингова пролива (Hopkins, 1972). Однако, как и ныне, влияние тихоокеанских вод на восток не простиралось далее острова Врангеля или Новосибирских островов, где в течение почти всего плейстоцена сохранялись суровые климатические и гидрологические условия (Городков, 1946; Сакс, 1948; Ушаков, 1952). Что касается Таймырской низменности, то она была залита относительно теплой водой и населена в значительной степени атлантической по происхождению бореальной фауной. В умеренных широтах температура воздуха и поверхностных вод повысилась до среднегодового уровня на 2—3° выше современного (Vella, 1973; Величко, 1973).



В последовавшей за этой трансгрессией около 80 тыс. лет назад регрессии и вюрмском (висконсинском, валдайском) оледенении различаются несколько фаз. Первая фаза охватывала начало регрессии. Она сменяется калининско-зырянской, в которой регрессия была сильно выражена. Баренцево, Белое и сибирские моря представляли собой сушу. Ледниковые щиты шельфов и прилежащих участков континентов сливались между собой. Так, например, объединялись в одно образование, простиравшееся вплоть до восточного Таймыра, Баренцево-морский и Карский ледовые щиты (Гросвальд, 1983). Во второй половине этой фазы произошла небольшая трансгрессия (Каплин, 1976) и, возможно, незначительное повышение температуры. Судя по остаткам фораминифер, придонная температура в субтропической части Атлантического океана была на 2° ниже современной (Бараш, Оськина, 1979). Примерно 30—40 тыс. лет назад в районе восточного Средиземноморья возник современный человек. В это время, бывшее одним из главных климатических минимумов в субтропических и тропических широтах, произошло массовое проникновение относительно холодноводных бореальных видов в Средиземное море. Они представлены в отложениях того времени на территории Сицилии, Марокко и других участков побережий. Ныне эти виды в Средиземном море не встречаются.

Следующая фаза вюрмского оледенения ознаменовалась некоторым усилением регрессии до уровня около 150 м ниже современного и очередным снижением температуры. Вечная мерзлота и среднегодовые температуры около 0° и ниже распространялись до 38° с. ш. Полярный фронт проходил южнее Бискайского залива (Molina-Cruz, Thiede, 1978), а в Тихом океане плавучие льды доходили до Хонсю (Величко, 1973). Эта фаза оледенения закончилась небольшой трансгрессией. Для очередной фазы, начавшейся около 20—25 тыс. лет назад, характерно новое похолодание и усиление оледенения (Kvasov, Blazhchishin, 1978). Наблюдалось оледенение Британских островов и шельфов Норвежского и, частично, Северного морей (Гросвальд, 1983).

В Тихом океане холодолюбивые виды семейства Astartidae проникли до мыса Монтерей в Калифорнии, тогда как сейчас они расселяются не южнее острова Ванкувер (Addicott, Greene, 1974). В Атлантическом океане связь Норвежского моря с океаническими водами была нарушена (Петрушевская, 1979).

Примерно 15—20 тыс. лет назад регрессия установилась на уровне 130 м ниже современного. По мнению ряда авторов, примерно до 15—18 тыс. лет назад в Северном Ледовитом океане существовал панарктический ледовый покров (Гросвальд, 1983). Арктический шельф до глубины 200 м, а иногда и глубже, был под покровным оледенением. Гляциоэвстатическая регрессия наблюдалась и в северной части Тихого океана. Существует мнение, что шельфы Курильских островов оформились и приобрели вид, близкий к современному, всего 17—20 тыс. лет назад (Сергеев, 1976). Температура на широте Польши была на 10°, а в Сицилии — на 12° ниже современной (Каплин, 1973). Температура поверхностных вод в Средиземном море снижалась зимой до +7°, а летом — +13° (Shackelton, 1978; Thiede, 1978). В средиземноморских отложениях того времени представлены такие относительно холодолюбивые виды моллюсков, как *Modiolus modiolus*, *Arctica islandica* и *Astarte sulcata*.

Примерно 18 тыс. лет назад началось таяние вюрмского ледника. Это вызвало опреснение поверхностных вод океана (Berger et al., 1977). Соответственно, первой стадией формирования современных морских вод Северного полушария было образование частично перекрытых льдом солоноватоводных или пресноводных водоемов озерного типа.

Эту стадию прошли 12—15 тыс. лет назад залив Петра Великого и сопредельные участки Японского моря (Nabe, Kosuge, 1970; Евсеев, 1976), залив Св. Лаврентия (Shofer, 1977), Балтийское море и другие частично закрытые эпиконтинентальные водоемы. Такой гидрологический режим способствовал широкому расселению в высоких и умеренных широтах организмов эстуарно-арктического комплекса, предпочитающих солености 2—16‰, которые первыми заселяли опресненные водоемы, и впоследствии получивших интерзональное распространение.

Ввиду того, что никаких выдающихся и своеобразных, отличных от других межледниковых событий при таянии вюрмского оледенения не происходило, выделение голоцена в качестве отдельной эпохи или даже яруса с нижней границей 10 тыс. лет назад вряд ли целесообразно. Ни в макрофлоре, ни в макрофауне за последние 20—30 тыс. лет достоверных случаев видообразования не наблюдалось. То же самое можно сказать о мейоорганизмах и характере ледовых и донных осадков, например, в Северном Ледовитом океане (Donk, Mathieu, 1969).

Таяние ледника происходило волнообразно и сменялось временными похолоданиями. Из них наиболее значительными были — около 13 тыс. лет назад, во время которого высота купола ледникового щита достигала 1750 м, а на месте Балтийского моря было пресноводное озеро, и около 11 тыс. лет назад. В результате усиления таяния в конце последнего похолодания на месте современного Балтийского моря образовался холодный Иольдиевый распресненный морской водоем, в Белое море начали поступать морские воды (Квасов, 1975). Уровень океана в это время был еще на 20—30 м ниже современного. Вслед за Иольдиевым временем, для которого характерно широкое распространение арктических видов, в том числе и индикаторного вида *Portlandia arctica*, 9—7 тыс. лет назад началось постепенное повышение температуры. В это время происходило заселение с больших глубин и из рефугиумов освободившихся ото льда и покрытых морской водой участков шельфов преимущественно эвритермными бореально-арктическими видами. В конце этого периода в связи с изостатическим поднятием и изоляцией на акватории Балтийского моря образовалось почти пресное Анциловое море. Уровень океана был еще на 15—20 м ниже современного. Примерно 6—6,5 тыс. лет назад потепление усилилось, и под воздействием талых вод окончательно исчезнувшего ледника и тектонических причин произошла небольшая трансгрессия. Одновременно имело место быстрое компенсационное поднятие освободившихся от давления ледникового щита участков суши. Тепловодная трансгрессия, известная в литературе под названием Литториновой или Тапес, не поднималась над современным уровнем океана или превосходила его не более чем на 1—5 м. Температура воды и воздуха была на 2—3° выше современной. Теплые воды проникали до берегов Таймыра, о чем свидетельствует нахождение там субфоссильных остатков теплолюбивых видов моллюсков (Панов, 1946). Субтропические виды, такие как *Ostrea edulis*, проникали к берегам северной Шотландии (Smith, 1972), а теплолюбивые атлантические бореальные виды широко заселили верхние отделы шельфа Белого моря. В дальнейшем уровень океана и климат установились в пределах современных циклических и эпизодических колебаний.

Рассмотренный фактический материал об изменениях в течение кайнозоя геологического, океанографического, климатического и биологического фона планеты свидетельствует о жесткой сопряженности между собой перестроек фонообразующих факторов среды и их определяющем влиянии на эволюцию организмов. Обращает на себя внимание волнообразный ход геофизических и биологических процессов.



Медленное развитие геоморфологических структур, климата и зависящей от них эволюции организмов сменяется этапами резкого усиления орогении, часто катастрофически сильными и быстрыми геогидрократическими колебаниями уровня океана, изменениями климата и скорости биологической эволюции. Промежутки геологического времени с относительно однообразными условиями среды и медленной эволюцией организмов в среднем в 3—4 раза больше этапов резкого усиления орогении, изменений климата и быстрой эволюции флоры и фауны.

Наблюдается явная тенденция к увеличению в пределах каждого периода или тектоно-магматической эпохи части времени, приходящейся на быстрые и сильные физико-химические и биологические перестройки по мере хода геологического времени. Так, в пределах кайнозоя в палеоцене на повышенную активность планетарных процессов приходилось около 20% времени эпохи, в эоцене — 23—25%, в олигоцене — 30%, в миоцене — 33—35%, а в течение неогена доля времени, занимаемая быстрыми перестройками, возросла до более 50%. Очевидно, что увеличение относительного количества времени, приходящегося на быструю фазу изменений, связано с активизацией планетарных процессов к концу эр и тектоно-магматических эпох. С этим же связано и укорочение по ходу времени продолжительности эпох. В то же время в пределах каждой эры, периода, эпохи величина колебаний физико-химических факторов среды постепенно затухает, сменяясь новым усилением на грани следующего геохронологического подразделения. Так, меловой период при переходе к палеогену ознаменовался появлением новой тектоно-магматической эпохи и сильнейшими изменениями уровня океана и климата. Степень колебаний этих явлений постепенно снижалась по ходу геологического времени и снова усиливалась на границе палеогена и неогена. Более активный характер колебаний геофизических и биологических процессов в начале практически всех геологических эпох очевиден. Весьма показательно снижение размаха гео-гидрократических колебаний уровня океана по мере хода времени в плейстоцене (Zeuner, 1958).

Однако разграничение эр, периодов и эпох проводится именно по времени наиболее резких изменений физико-химического и биологического фона планеты, и, соответственно, границы между ними оказываются индикаторами наибольших изменений среды и биологической обстановки. Важно отметить, что именно в начальные, короткие промежутки времени геологических эпох происходили наиболее существенные, характерные для них события, включающие тектоно-магматические и климатические перестройки и ускоренную эволюцию организмов. В палеогене в короткие активные фазы, занимающие вместе около 20 млн. лет, произошли 2 отряда, более 15 семейств и 130 родов переднежаберных брюхоногих моллюсков, а за почти 100 млн. лет, отличавшихся слабой активностью фаз — всего около 15 родов. В неогене в короткие фазы быстрого развития произошли 4 семейства и около 20 родов, а в относительно спокойные и более продолжительные промежутки времени — всего 2 рода брюхоногих моллюсков. Есть основания полагать, что эврибионтные виды в своем большинстве возникали во время трансгрессии, а стенобионтные — регрессий (Голиков, 1976, 1980). Весьма примечателен факт существенного снижения температуры в фазы наибольшей активности физико-химических и биологических перестроек. В палеогене и большей части неогена, кроме космических причин, снижение температуры было обусловлено усилением субполярных циркуляций, а в плейстоцене — главным образом изменением направления и смещением в более низкие широты теплых течений, что в сочетании с высокой влажностью приводило к оледенениям. Рез-

кое увеличение скорости эволюции организмов во время глобального снижения температур хорошо согласуется с представлениями об оптимизации работы механизмов видообразования при снижении реактивности, обусловленной падением температуры окружающей среды (Golikov, 1973).

Анализ рубежей кайнозоя заставил пересмотреть некоторые традиционные границы между эрами, периодами и эпохами. Приведенные выше геофизические и биологические факты свидетельствуют о том, что за последние 150—200 млн. лет наиболее резкие и грандиозные перестройки на планете осуществились около 93 млн. лет назад. Это время — несомненный рубеж естественной истории планеты, оно может рассматриваться как начало палеоцена, тогда как 67 млн. лет назад, считавшихся ранее началом этой эпохи, произошло гораздо меньше событий. Ярусы турон, коньяк, сантон, кампан, маастрихт и даний по геологическим и биологическим характеристикам не могут быть отнесены к меловому периоду как подразделению мезозоя, а должны быть включены в кайнозой, с которым они связаны последовательностью развития планетарных событий.

Геохронология эоцена, олигоцена и большей части миоцена, плиоцена и плейстоцена, рассмотренная на основе стратиграфии и эволюции брюхоногих моллюсков и других организмов, совпадает с общепризнанной. Однако примерно 14—12 млн. лет назад сильные геоморфологические изменения и похолодание привели к коренной перестройке населения в высоких и умеренных широтах, к созданию бореальных условий и специфичной биогеографической области в северной части Тихого океана. Последовательность хода планетарных событий и биологические изменения, наиболее сильные с начала кайнозоя, заставляют нас выделить отрезок времени от  $14 \pm 2$  млн. лет назад до  $5 \pm 1$  млн. лет назад в особую эпоху, которую по смыслу совершившихся перемен целесообразно назвать «бореоцен». Этой эпохой начинается неоген, специфичной чертой биологии которого оказывается образование сначала бореальных и нотальных, и затем и арктических, и антарктических родов и видов. В силу существования больших открытых океанических экваторий с циркум-антарктическим течением и значительной инерции больших массивов льда фазы оледенения Антарктиды были сдвинуты на более ранние сроки, чем в Арктике (Merges, 1978), хотя колебания уровня океана и климата происходили синхронно или почти синхронно.

Характерной чертой всего кайнозоя явилось снижение температуры, определившее этапы новейшей эволюции населения морей и суши. Наиболее мощные биологические перестройки, изменившие весь облик биосферы, произошли на границе мела и палеоцена. Господствующими элементами фауны и флоры тогда оставались, однако, тропические и субтропические виды. Начало неогена (около 14—12 млн. лет назад) ознаменовалось появлением умеренных поясов северного и южного полушарий и быстрым развитием соответствующего населения.

Особый и принципиально важный интерес представляет анализ закономерностей хода геологического времени. Этапы этого хода отмечаются вехами наиболее ярких физико-химических и биологических событий. В свою очередь, на планетарные перестройки в большой или меньшей мере влияют закономерные, циклические космические причины. В их числе колебания элементов земной орбиты и циклы, связанные с обращением солнечной системы вокруг центра Галактики. Некоторые из таких циклических колебаний (например, 200—250, 90—60, 40, 1,8—2 млн. лет, 400—600, 60—90, 10—20 тыс. лет) соответствующие галактическому году, его сезонам и др., в какой-то мере



совпадают с периодами похолоданий, включая редкие крупные ледниковые эпохи, подразделяющиеся на более частые ритмы оледенений.

Тесная связь геологических, климатических и биологических событий не вызывает сомнений и свидетельствует о том, что они должны подчиняться одним и тем же глобальным закономерностям. В планетарной системе координат наиболее реальной последовательностью смены событий геологического времени представляется экспоненциальная. Например, такой последовательностью описывается дивергенция мировых флор и фаун (Голиков, 1976б).

Математическая аппроксимация последовательности этапов развития кайнозоя показывает экспоненциальный характер сменяемости эпох геологического времени (рис. 1). Легко видеть, что скорость изменений природных процессов в кайнозое существенно увеличивается при переходе от палеогена к неогену. Зависимость времени эпох от их последовательности аппроксимируется показательной функцией вида

$$T = a \cdot e^{-bn}, \quad (1)$$

где  $T$  — время эпохи,  $a$  и  $b$  — удельный и степенной коэффициенты,  $n$  — эпоха по последовательности в периоде.

Для палеогена в цифровом выражении формула имеет вид

$$T = (93 \pm 5) \cdot e^{-(0,47 \pm 0,01)n}, \quad (2)$$

а для неогена

$$T = (14 \pm 3) \cdot e^{-(1 \pm 0,01)n}. \quad (3)$$

Однако по мере сокращения по логарифмической шкале отрезков времени, разделяющих геологические и биологические события разной важности, начинают в том же масштабе обозначиться уже не эпохи, а века и более мелкие отрезки геологического времени. Так, в плейстоцене (в широком смысле) на равном расстоянии на оси абсцисс выделяются эоплейстоцен, плейстоцен (в узком смысле), а далее и ривское оледенение. Поэтому для выделения эпох (по крайней мере, в прошедшие периоды) следует учитывать отрезки времени в миллион и более лет.

Очевидно, что экспоненциальная последовательность времени наступления эпох в пределах периодов и увеличение скорости сменяемости эпох по мере приближения к современности должны наблюдаться и в более ранние эры. Действительно, анализ эр и периодов фанерозоя подтверждает общий характер этих закономерностей (рис. 2).

Кембрий, который лег в основу палеозойской эры и ознаменовался повышением содержания кислорода в атмосфере до 10% от современного, созданием озонного экрана, предохраняющего жизнь от ультрафиолетовых лучей (Preston, Aharon, 1970), и образованием большинства типов организмов, начался, вероятнее всего, в катангинскую тектоно-магматическую эпоху около 650 млн. лет назад и распадается на раннюю, среднюю и позднюю эпохи. Конец кембрия и начало ордовика, по-видимому, определились салаирской тектоно-магматической эпохой около 520 млн. лет назад (Монин, 1977) и похолоданием, что повлекло за собой несущественное изменение скорости геологического времени. Знаменитый появлением наземных растений и насекомых силур, как и гидрократический ордовик, судя по всему, развивались по одним и тем же характеристикам времени. Ход геологического времени от начала кембрия до ордовика описывается уравнением

$$T = (650 \pm 30) \cdot e^{-(0,08 \pm 0,01)n}, \quad (4)$$

а от ордовика до девона

$$T = (520 \pm 20) \cdot e^{-(0,12 \pm 0,02)n}. \quad (5)$$

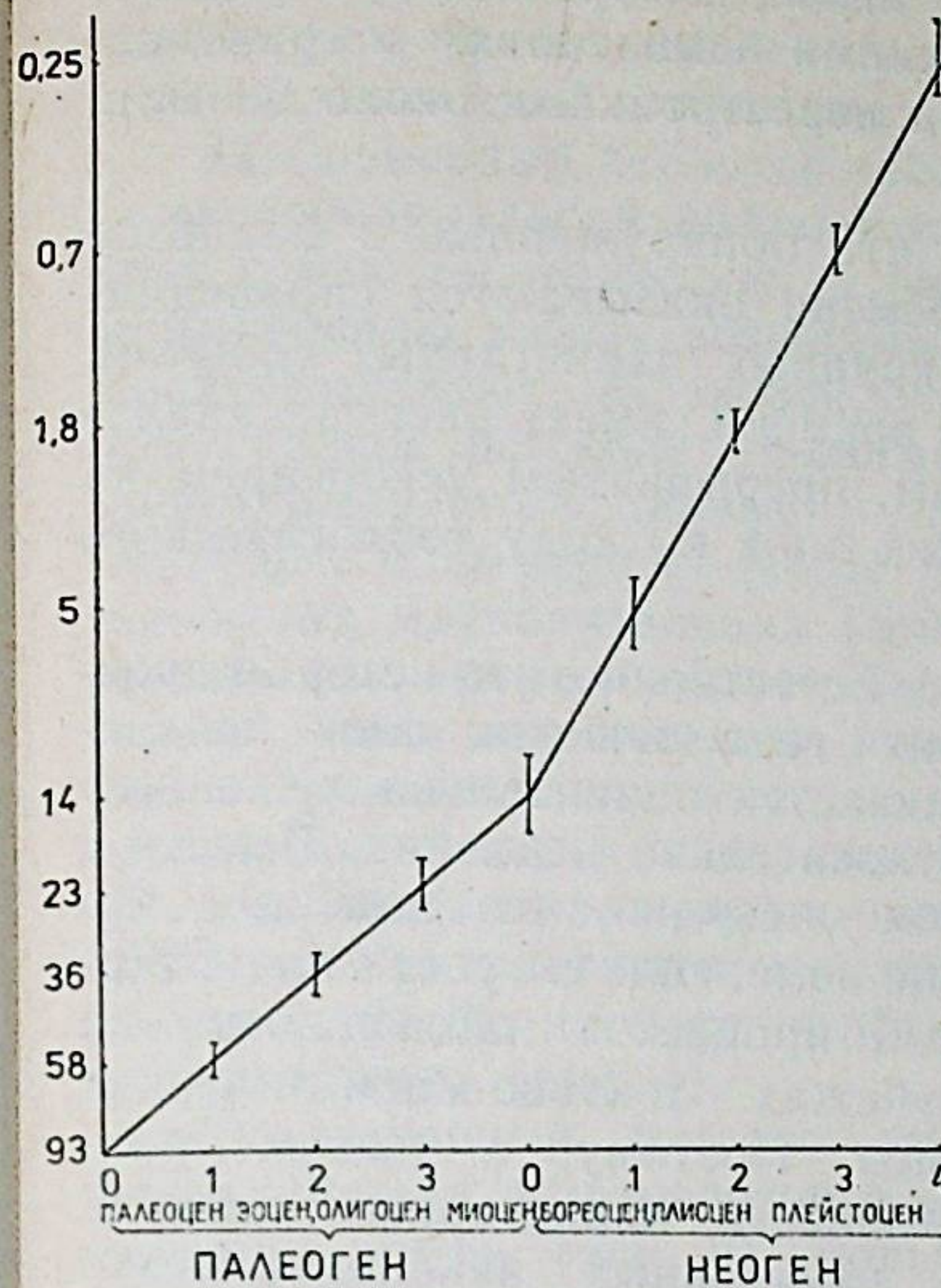


Рис. 1. Зависимость геологического времени эпох от их последовательности в кайнозое.

По оси абсцисс — последовательность эпох; по оси ординат — геологическое время, млн. лет в лог. масштабе.

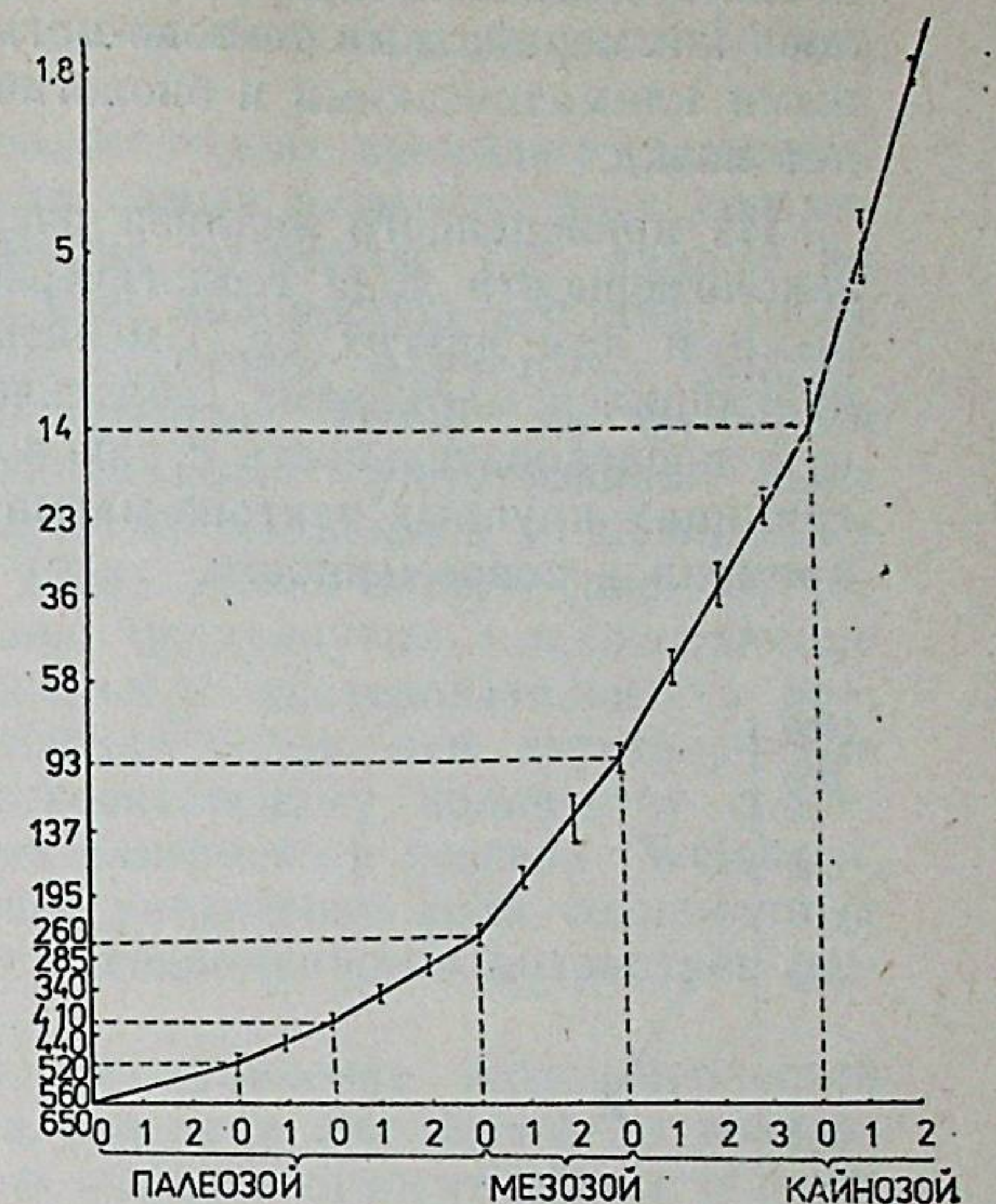


Рис. 2. Зависимость геологического времени эпох, периодов и эр от их последовательности в фанерозое.

По оси абсцисс — последовательность геологических событий; по оси ординат — геологическое время, млн. лет в лог. масштабе.

Следующий этап развития экосистем планеты начинается каледонской тектоно-магматической эпохой и характеризуется некоторым ускорением хода геологического времени, появлением наземных позвоночных (девон), оледенением, образованием ледниковых ландшафтов и первых представителей предпочитающих низкие температуры крупных филогенетических групп (карбон), расцветом хвойных деревьев и гигантских ящеров (пермь). Имеющиеся данные не позволяют разделить каждый из отмеченных периодов на эпохи. Этап геологического времени от начала девона до триаса аппроксимируется формулой

$$T = (410 \pm 20) \cdot e^{-(0,17 \pm 0,01)n}. \quad (6)$$

Этими периодами эволюции экосистем планеты завершается, по принятым представлениям, палеозой. Следующая эра — мезозой — начинается герцинской тектоно-магматической эпохой, богатым биологическими событиями триасом. В этот период исчезают трилобиты, появляются десятиногие раки, костистые рыбы, млекопитающие и (в связи с аридизацией климата) многие группы наземных организмов. В юрском периоде происходило развитие процессов, начавшихся в триасе; появились птицы. Продолжалось преобладание теплого климата, даже в высоких широтах остававшегося преимущественно субтропическим. Мел завершился киммерийской тектоно-магматической и климатической перестройкой.

Увеличение скорости сменяемости периодов и эпох в пределах мезозоя существенно возросло по сравнению с палеозоем. Время сменяемости событий в течение мезозоя аппроксимируется формулой

$$T = (260 \pm 20) \cdot e^{-(0,32 \pm 0,02)n}. \quad (7)$$



Начало кайнозоя, как уже отмечалось выше, скорее всего определялось киммерийскими тектоно-магматическими изменениями и грандиозными климатическими и биологическими перестройками около 93 млн. лет назад.

Из приведенного анализа очевидно, что обнаруженные в кайнозое закономерности хода геологического времени оказываются справедливыми и для других эр. Сменяемость крупных планетарных событий, являющихся маркерами геологического времени, имеет экспоненциальную последовательность с закономерным, прерывистым ускорением на границах крупных тектоно-магматических эпох по ходу геологического времени к современности.

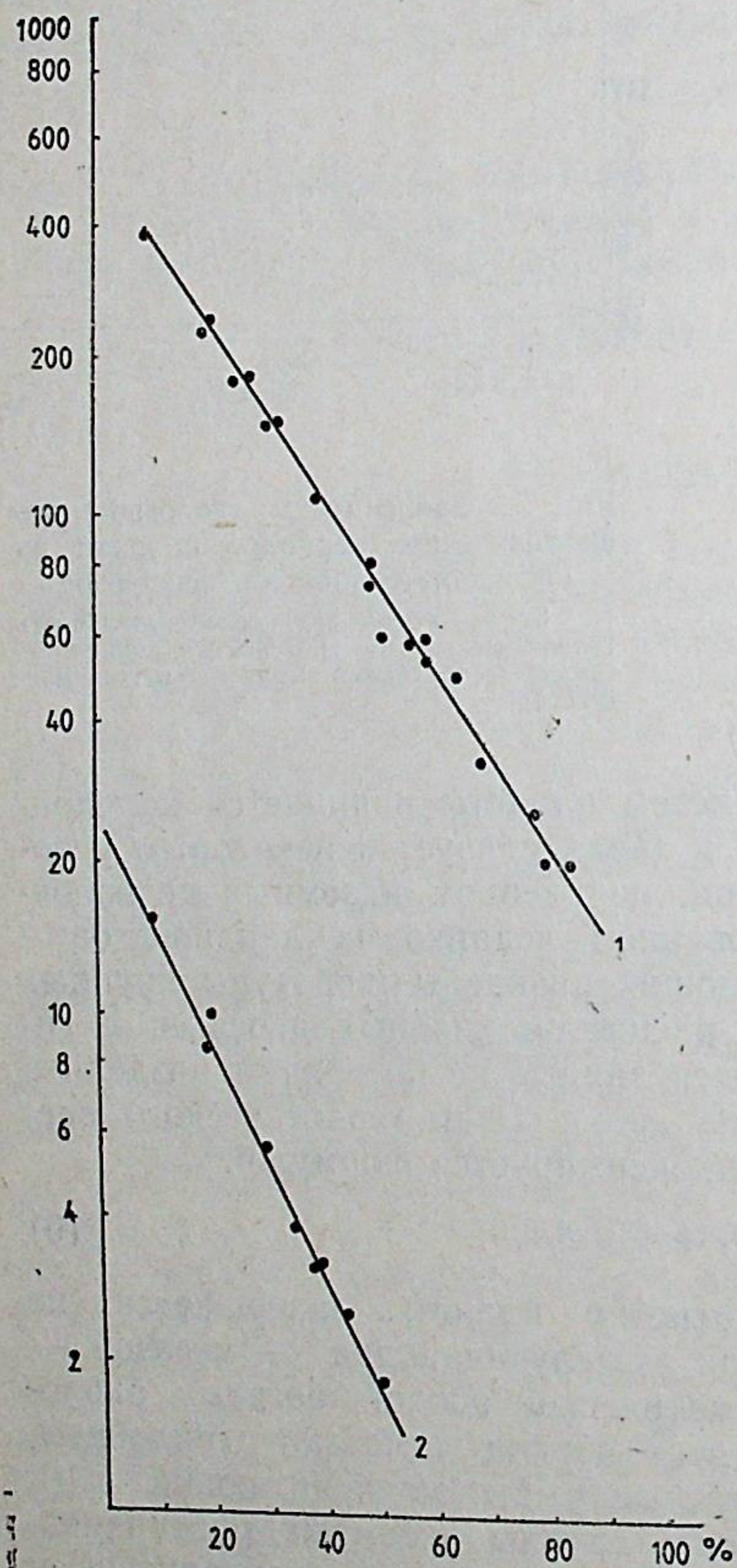


Рис. 3. Продолжительность существования ныне живущих и вымерших родов двустворчатых моллюсков (1) и плотоядных млекопитающих (2) (по: Simpson, 1953; математическая аппроксимация).

По оси абсцисс — доля существовавших в данное время родов от их кумулятивного числа, %; по оси ординат — время, млн. лет в лог. масштабе.

Естественно, что история древних геологических эпох прослеживается значительно хуже, чем относительно недавних. Вместе с тем очевидно, что наиболее яркие изменения скорости планетарных процессов наблюдаются на рубежах тектоно-магматических эпох. Поэтому, с учетом грандиозности планетарных событий и отмеченных закономерностей хода геологического времени, кембрий, ограниченный двумя тектоно-магматическими эпохами, можно отнести к разряду эр. Действительно, в кембрии происходит постепенное сокращение продолжительности периодов, сменяющееся в ордовике (после крупных тектонических и климатических потрясений) их новым возрастанием и последующим снижением в силуре к каледонской тектоно-магматической эпохе. Изменение скорости геологического времени при переходе от кембрия к ордовику и силуру не велико. Так же не сильно возрастает степень изменения хода геологического времени от силура к девону, карбону и перми, образующим свою последовательность снижения продолжительности геологических эпох. Гораздо существеннее скорость геологического времени возрастает на рубежах палеозоя и мезозоя, и мезозоя и кайнозоя. Вызывает удивление отсутствие данных о выделении в разряд тектоно-магматических эпох крупных геоморфологических, климатических и биологических преобразований на рубеже палеогена и неогена (14—12 млн. лет

назад), приведших к значительному ускорению развития природы. Возможно, это время можно отнести к одному из последних, но мощных этапов альпийской складчатости.

Закономерный характер течения геологического времени выражается в экспоненциальной последовательности самых разнообразных связанных с ним геологических и биологических процессов. Так, данные по соотношению между возрастом пород и их мощностью (Holmes, 1960) свидетельствуют об экспоненциальном характере нарастания мощности осадков по ходу геологического времени. Такой же функцией аппроксимируются данные о продолжительности существования ныне живущих и вымерших родов двустворчатых моллюсков и плотоядных наземных млекопитающих (Simpson, 1953). Легко видеть (рис. 3), что лучше изученные и более эволюционно продвинутые млекопитающие имеют четче выраженную экспоненциальную последовательность времени существования быстрее сменяющихся родов, чем двустворчатые моллюски. Анализ материалов по относительному количеству современных видов моллюсков в отложениях олигоцена и неогена (Weisbord, 1962), показывает, что и в этом случае увеличение доли современных видов в фауне по мере приближения к современности возрастает экспоненциально (рис. 4).

Существенный интерес представляет сравнение закономерностей хода времени в фанерозое с этапами развития Вселенной до возникновения жизни (рис. 5). Большинство авторов относят время образования Вселенной к 10 млрд. лет назад. Представления Дж. Силка

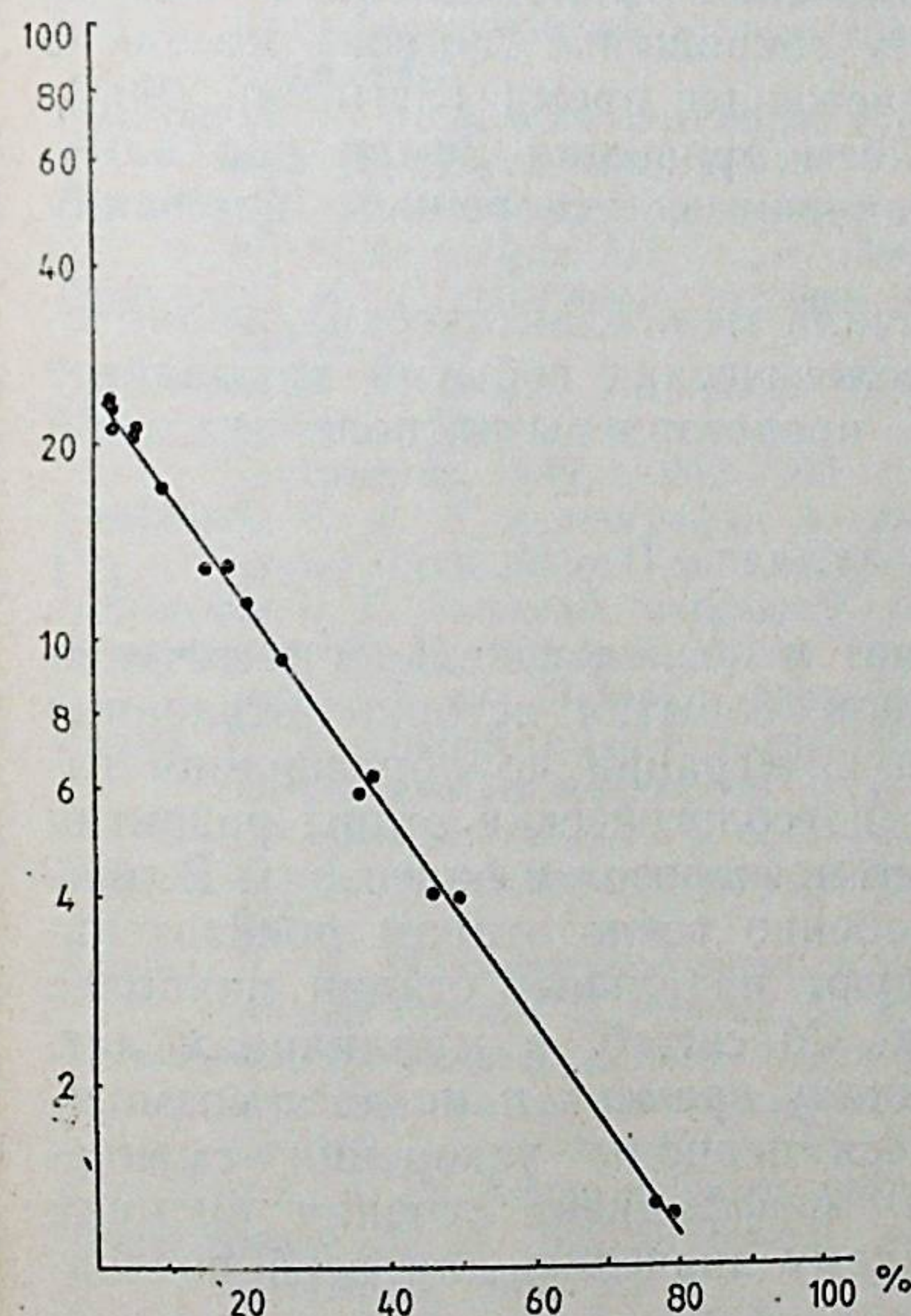


Рис. 4. Доля современных видов моллюсков в олигоценных и неогеновых отложениях Венесуэлы (по Weisbord, 1962; математическая аппроксимация).

По оси абсцисс — отношение числа современных видов к общему их количеству в данных отложениях, %; по оси ординат — время, млн. лет в лог. масштабе.

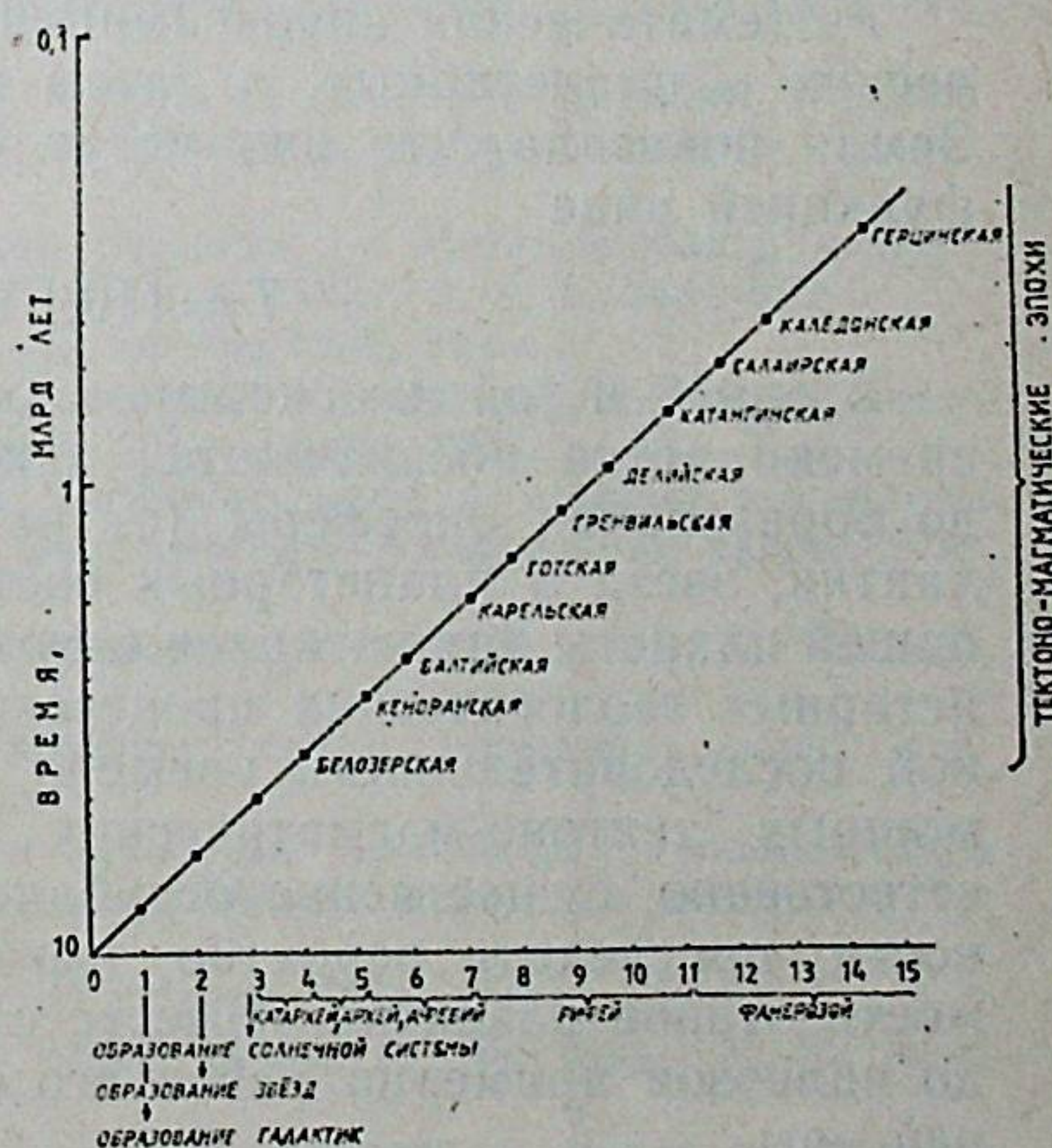


Рис. 5. Последовательность событий Вселенной и планеты Земля в зависимости от хода времени.

По оси абсцисс — последовательность космических и геологических событий; по оси ординат — время, млрд. лет в лог. масштабе.



(1982) о происхождении Вселенной 20 млрд. лет назад можно считать обоснованными только в том случае, если предположить, что в это время или несколько раньше произошел сингулярный взрыв, вслед за которым (после расширения и дифференциации Вселенной) примерно 10 млрд. лет началось ее сжатие и интеграция (теория пульсирующей Вселенной). С такой точки зрения образование галактик, первых звезд и солнечной системы может рассматриваться как закономерный процесс постепенного увеличения плотности Вселенной и ее интеграции в строгой экспоненциальной последовательности событий, начавшихся 10 млрд. лет назад (теория сжимающейся Вселенной). Расширению Вселенной в рассматриваемое время противоречит фактический материал о постепенном ускорении хода событий по мере приближения к современности (это несовместимо с теорией расширяющейся Вселенной, если не предположить наличие дополнительного, постоянно действующего источника энергии движения после сингулярного взрыва). Наоборот, теория сжатия и постепенного увеличения интеграции Вселенной в последние 10 млрд. лет хорошо объясняет увеличение скорости ее развития под действием возрастающих гравитационных сил. Увеличение скорости сменяемости событий по ходу времени наблюдается не только при анализе орогенеза и биологической эволюции в фанерозое, но и при рассмотрении широко известного факта изменения скорости вращения Земли. Число дней в году на планете за 2 млрд. лет к кембрийской эре уменьшилось от 550 до 424, а за последние около 600 млн. лет от 424 до 365 (Wells, 1963; Шопф, 1982).

С позиций предположения об увеличении гравитационных сил по ходу времени можно рассматривать и сокращение лунного месяца с 39.6 суток в девоне до 29.5 суток в настоящее время (Scrutton, 1965). Однако это объясняется не замедлением вращения Земли под влиянием приливного трения, а гравитационным ускорением вращения Земли вокруг своей оси.

Математическая аппроксимация сначала межгалактических, галактических и планетарных, а затем и геологических событий на планете Земля показала, что они могут быть представлены экспоненциальной функцией вида

$$T = (10 \pm 1) \cdot e^{-(0,25 \pm 0,01) \cdot n} \quad (7)$$

В одной и той же системе координат и последовательности течения времени четко обозначаются важнейшие события истории Вселенной до образования биосферы (от начала интеграции до образования галактик, звезд и планетарных систем) и геологические этапы развития нашей планеты (от катархея и архея до протерозоя и палеозоя). В планетарных геологических процессах особенно точно этапам показательной последовательности времени следуют начальные стадии наиболее мощных тектоно-магматических эпох. Масштаб в миллиардах лет естественно, существенно огрубляет шкалу времени и не дает возможности проследить вероятно имеющиеся периоды ускорения сменяемости этапов развития. Вместе с тем, коэффициент течения времени до палеозоя примерно равен его среднему значению для всей последней эры.

Изложенные данные и соображения позволяют сделать вывод о экспоненциальном характере развития природных процессов в космическом и планетарном масштабах как на уровне физико-химических так и в биологических явлений и предположить, что в процессе ускорения сменяемости этапов развития природы наиболее яркие рубежи геохронологии определяются началом крупных космических и тектоно-магматических событий.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аблаев А. Г. (ред.). Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток, изд. ДВНЦ, 1982, 136 с.
- Андряшев А. П. Фауна рыб северных морей СССР и ее происхождение. Л., изд. ЗИН АН СССР, 1951, с. 1216—1219.
- Бараш М. С., Оськина Н. С. Палеотемпературы Атлантического океана 18 000 и 40 000 лет назад (по планктонным фораминиферам). — Океанология, 1979, т. 19, № 1, с. 93—101.
- Безруков П. Л., Удинцев Г. Б. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей. — ДАН СССР, 1953, т. 91, № 2, с. 840—844.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., Наука, 1968, 255 с.
- Бискэ С. Ф., Баранова Ю. П. Основные особенности палеогеографии Берингии в дочетвертичном кайнозое. — В кн.: Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Хабаровск, 1973, с. 19—20.
- Величко А. Л. Природный процесс в плейстоцене. М., Наука, 1973, 256 с.
- Вербицкий М. Я., Квасов Д. Д. Причины оледенения Антарктиды. — В кн.: Антарктика: Докл. комис. М., Наука, 1980, т. 19, с. 23—38.
- Габуня Л. К. Палеогеновые связи млекопитающих Азии и Северной Америки. — В кн.: Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозое: Тез. докл. Хабаровск, 1973, с. 22—23.
- Гладенков Ю. Б. Морской верхний кайнозой северных районов. М., Наука, 1978, 194 с.
- Голиков А. Н. Брюхоногие моллюски рода *Neptunea Bolten*. — В кн.: Фауна СССР, т. V, в. 1, Л.—М., Наука, 1963, 218 с.
- Голиков А. Н. Значение биогеографического метода и учения о крупных геогидрологических колебаниях уровня Мирового океана для познания закономерностей эволюции и расселения морской фауны. — В кн.: Зоогеография и систематика рыб. Л., изд. ЗИИ АН СССР, 1976а, с. 24—36.
- Голиков А. Н. О количественных закономерностях процесса дивергенции. — В кн.: Гидробиологические исследования самоочищения водоемов. Л., Наука, 1976б, с. 90—96.
- Голиков А. Н. Моллюски Виссипинае Мирового океана. — В кн.: Фауна СССР, т. V, в. 2, Л., Наука, 1980, 466 с.
- Городков Б. Н. Четвертичное прошлое растительности арктической Берингии. — Тр. Ин-та географии АН СССР, 1946, т. 37, с. 328—330.
- Гросвальд М. Г. Покровые ледники континентальных шельфов. М., Наука, 1983, 215 с.
- Гурьянова Е. Ф. Фауна Полярного бассейна и пути ее обмена с фаунами соседних районов Мирового океана. — Тр. 2-го Всесоюз. геогр. съезда, т. 3. М., Географгиз, 1949, с. 202—203.
- Гурьянова Е. Ф. К зоогеографии Арктического бассейна. — Матер. наблюд. научно-дрейф. станций «СП-3» и «СП-4». 1954/1955 гг., 1957, т. 1, с. 343—362.
- Даревский И. С. Скальные ящерицы Кавказа. Л., Наука, 1967, 214 с.
- Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Проблемы генезиса Северного Ледовитого океана. — В кн.: История Мирового океана. М., Наука, 1971, с. 58—76.
- Евсеев Г. А. Происхождение залива Восток Японского моря и история его фауны двустворчатых моллюсков. — В кн.: Биологические исследования залива Восток. Владивосток, 1976, с. 23—62.
- Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М., изд. МГУ, 1973, 265 с.
- Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., Наука, 1975, 278 с.
- Котенев Б. Н. Рельеф, донные отложения и некоторые особенности геологического строения материкового склона восточных районов Берингова моря. — Тр. ВНИИОРХ, 1970, т. 70, с. 43—69.
- Красилов В. А. Эволюция и биостратиграфия. М., Наука, 1977, 256 с.
- Криштафович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. М.-Л., изд. ЦНИГРИ, 1932, 332 с.
- Линдберг Г. У. Крупные колебания уровня океана в четвертичное время и их влияние на бассейн Северного Ледовитого океана и его органический мир. — В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., 1970, с. 101—112.
- Линдберг Г. У. Крупные колебания уровня океана в четвертичный период. Л., Наука, 1972, 547 с.
- Лосев К. С. Антарктический ледниковый покров. М., Наука, 1982, 157 с.
- Майр Э. Эволюция. — В кн.: Эволюция. М., 1981, с. 11—31.
- Миронов А. Н. Роль Антарктики в формировании глубоководной донной фауны Мирового океана. — Океанология, 1982, т. 22, № 3, с. 486—491.
- Монин А. С. История Земли. Л., Наука, 1977, 228 с.



- Несис К. Н. Гипотеза о причине возникновения западно- и восточно-арктических ареалов морских донных животных. — Биология моря, 1983, № 5, с. 3—11.
- Панов Д. Г. Палеогеография Советской Арктики в четвертичное время. — Тр. Ин-та геогр. АН СССР, 1946, с. 41—54.
- Петров О. М. Геологическая история Берингова пролива в позднем кайнозое. — В кн.: Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976, с. 28—32.
- Петрушевская М. Г. Радиолярии донных отложений южного полушария. — Океанология, 1973, т. 13, вып. 6, с. 1041—1051.
- Петрушевская М. Г. К вопросу о формировании фауны Норвежско-Гренландского бассейна. — В кн.: Проблемы зоологии. Л., Наука, 1976, с. 69—72.
- Петрушевская М. Г. Палеобиогеография Норвежско-Гренландского бассейна. Исслед. фауны морей. 1979, вып. 23, с. 158—168.
- Рудич Е. М. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии, как зоны перехода от континента к океану. М., изд. АН СССР, 1962, 65 с.
- Сакс В. Н. Загадка подводных долин. — Природа, 1948, № 9, с. 32—40.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. — Тр. НИИ геологии Арктики, 1953, т. 77, 627 с.
- Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы. М., Наука, 1976, 238 с.
- Силк Дж. Большой взрыв. М., Мир, 1982, 391 с.
- Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., Недра, 1967, 230 с.
- Скарлато О. А. Двустворчатые моллюски умеренных широт западной части Тихого океана. — В кн.: Опред. по фауне СССР, вып. 126. Л., Наука, 1981, 477 с.
- Суздальский О. В. Палеогеография арктических морей СССР в неогене и плейстоцене. Л., Наука, 1976, 250 с.
- Троицкий С. А. Современная и ископаемая *Masoma baltica* (L.) на побережье моря Лаптевых. — ДАН СССР, 1961, т. 136, № 2, с. 449—452.
- Удинцев Т. Б. Происхождение рельефа дна Охотского моря. — Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1955, т. 13, с. 5—15.
- Ушаков П. В. Чукотское море и его донная фауна. — В кн.: Крайний северо-восток Союза СССР, т. II. М.-Л., изд. АН СССР, 1952, с. 3—78.
- Шопф Т. Палеоокеанология. М., Мир, 1982, 311 с.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. М., Мир, 1955, 283 с.
- Addicott W. O. Cenozoic marine paleontology of Pacific coasts. — In: Prof. pap. U.S. Geol. Surv., 1969, vol. 50, N 1A, 138 p.
- Addicott W. O., Greene H. C. Zoogeographic significance of a Late Quaternary occurrence of the bivalve *Astarte* off central California coasts. — Veliger, 1971, vol. 16, N 3, p. 249—252.
- Baldi T. Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian). Budapest, Akademiai kiado, 1973, 499 p.
- Barker P., Burrell J. The opening of Drake Passage. — Mar. Geol. 1977, vol. 1, N 1—3, p. 15—34.
- Berger W. H., Johnson R. F., Killingley J. S. Global freshening of the upper ocean layer during deglaciation. — Naturwissenschaften, 1977, Bd 64, N 12, 634—635.
- Cinzei K. The problem of variation of temperature of the sea on the border Tertiary and Quaternary periods. — Kagaku, 1977, vol. 47, N 10, p. 628—634.
- Dall W. H. A subtropical Miocene fauna in Arctic Siberia. — Proc. U. S. Nat. Mus., 1893, vol. 16, p. 477—478.
- Dall W. H. Pliocene and Pleistocene fossils from the arctic coast of Alaska and auriferous beaches of Nome, North Sound, Alaska. Washington, D. C., Dept. of the Intern. — U. S. Geol. Surv. prof. paper., 1920, vol. 125—126, p. 23—34.
- Donk J., Mathieu G. Oxygen isotope compositions of foraminifera and water samples from the Arctic ocean. — J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 13, p. 1396—1404.
- Durham J. W., MacNeil P. S. Cenozoic migrations of marine Invertebrates through the Bering strait region. — In: The Bering Land Bridge. Stanford Univ. Press, 1967, p. 326—333.
- Einarsson T., Hopkins D. M., Doel S. E. The stratigraphy of Tjornes, Northern Iceland and the history of the Bering land bridge. — In: The Bering Land Bridge. Stanford Univ. Press, 1967, p. 112.
- Emiliani C. Oligocene and Miocene temperatures of the equatorial and subtropical Atlantic ocean. — J. of Geology, 1956, vol. 64, N 3, p. 281—294.
- Emiliani C. Cenozoic climatic changes as indicated by the stratigraphy and chronology of deep-sea cores of Globigerina ooze facies. — In: Solar variability, climatic change and related geophysical problem. New York, N.-Y. Acad. Sci., 1961, p. 521—536.
- Emiliani C., Flint R. F. The Pleistocene record. The sea, vol. 3. The earth beneath the sea history. Intern. publ., 7, Wiley and Sons, 1963, 150 p.
- Funell B. M. The Paleogene and Early Pleistocene of Norfolk. — In: The geology of Norfolk. London, 1970, 25 p.

- Glibert M. Gastropodes du Diestien, du Scaldisien et du Mertemien de la Belgique. 3-e note. — Bul. Inst. roy. sci. natur. Belg., 1959, 35, N 10, 27 p.
- Glibert M. Les Muricacea et Buccinacea fossiles du Cénozoïque étranger. Des collections de l'Institut royal des sciences naturelles de Belgique. Bruxelles. — Mem. Inst. Science nat. Belg., 1963, ser. 2, Fasc. 74, 179 p.
- Golikov A. N. Species and speciation in poikilothermal animals. — Mar. Biol., 1973, vol. 21, p. 257—268.
- Golikov A. N., Averincev V. G. Distribution pattern of benthic and ice biocoenoses in the high latitudes of the Polar basin and their part in the biological structure of the the World Ocean. — In: Polar Oceans, 1977, 20 p.
- Gordon W. A. Marine life and ocean surface currents in Cretaceous. — J. of Geology, 1973, vol. 81, N 3, p. 269—284.
- Habe T., Kosuge S. Land and freshwater molluscs of the Tsushima Islands between Kyushu and Korea. — Mem. Nat. Sci. Museum, 1970, N 3, p. 305—320.
- Haq B. U., Premoli-Silva I., Lohmann G. P. Calcareous plankton paleobiogeographic evidence for major climatic fluctuations in the early Cenozoic Atlantic Ocean. — J. geophys. Res., 1977, vol. 82, N 27, p. 3861—3876.
- Hayes D. E., Frakes L. A. General synthesis. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1975, vol. 28, p. 919—942.
- Herman Y. Arctic Ocean sediments microfauna and the climatic record in Late Cenozoic time. — In: Y. Herman (Ed.) Marine Geology and Oceanography of the Arctic seas. New York Springer Verlag, 1974, p. 283—348.
- Herman Y. Baffin bay: Present-day analog of the central Arctic during late Pliocene to mid-Pleistocene time. — Geology, 1983, vol. 11, p. 356—359.
- Herman Y., Hopkins D. M. Arctic oceanic climate in Late Cenozoic time. — Science, 1980, vol. 209, N 1, p. 557—562.
- Holmes A. A revised geological time-scale. — Edinburg Geol. Soc. Trans., 17, 1960, p. 183—216.
- Hopkins D. M. Cenozoic history of the Bering Land Bridge. — Science, 1959, vol. 29, N 3362, p. 1519—1520.
- Hopkins D. M. The paleogeography and climatic history of Beringia during Late Cenozoic time. — Intern. J. of Arctic and Nordic studien. Paris, 1972, N 2, p. 121—130.
- Hopkins D. M., MacNeil F. S., Leopold E. B. The coastal plain at Nome, Alaska, a Late Cenozoic type section for the Bering strait region. — In: 21st Intern. Geol. Congr., Copenhagen, 1960, vol. 4, p. 46—57.
- Hoshino M. Eustatic changes of sea level and the origin of trenches, island arc and ocean. — Tokai Univ. Pres. Japan, 1970, p. 155—177.
- Jacobs M. B. Clay mineral changes in Antarctic deep sea sediments and Cenozoic climatic events. — J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, N 4, p. 1079—1086.
- Kennett J. P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum-Antarctic ocean, and their impact on global paleoceanography. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 8, N 3, p. 3843—3860.
- Kennett P. Paleooceanographic and biogeographic evolution of the Southern Ocean during the Cenozoic and microfossil datums. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1980, vol. 31, N 2—4, p. 123—152.
- Kvasov D. D., Blazhchishin A. I. The key to sources of the Pliocene and Pleistocene glaciation is at the bottom of the Barents sea. — Nature, 1978, vol. 273, N 5658, p. 138—140.
- Lipps J. H. ICSEB-11: 2nd. Int. Congr. Syst. and Evol. Biol., Vancouver., July 17—24, 1980. Abstr., S. 1, p. 51.
- MacNeil F. S. Evolution and distribution of the genus *Mya*, and Tertiary migration of Mollusca. — Geol. Surv. Prof. Pap., v. 483—G. U.S. Govern. Print. Off., Washington, 1965, p. 1—51, fig. 1—3, pl. 1—11.
- Maxon L. R., Nilson A. C. Albumin evolution and organismal evolution in tree frogs (Hylidae). — Syst. Zool., 1975, vol. 24, N 1, p. 1—15.
- Mercer J. H. Glacial development and temperature trends in the Antarctic and in South America. — In: P. Barker (Ed.) Antarctic glacial history and world paleoenvironments. Rotterdam, 1978, p. 73—81.
- Molina-Cruz A., Thiede J. The glacial eastern boundary current along the Atlantic African continental margin. — Deep-Sea Res., 1978, vol. 25, N 4, p. 337—356.
- Osborn H. F. Equidae of the Oligocene, Miocene, and Pliocene of North America. New York, 1918, 330 p.
- Peterson L. C., Lohmann G. P. Major change in Atlantic deep and bottom waters 700 000 years ago: benthonic foraminifera evidence from the South Atlantic. — Quatern. Res., 1982, vol. 17, N 1, p. 26—38.
- Preston C., Aharon G. The oxygen cycle. — Science Amer., 1970, vol. 223, N 3, p. 110—123.
- Ravin J. P. J. Etudes sur les Mollusques du paleocène de Copenhague. Det Kongel. Danske Vidensk. Selsk. — Biol. Skrift, 1939, Bd 1, N 1, 106 p.



- Savin S. M., Douglas R. C., Stehli F. G. Tertiary marine paleotemperatures. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, vol. 86, p. 1499—1510.
- Segota T. Quarternary temperature changes in central Europe. — *Erdkunde*, 1968, Bd 20, Hf. 2, S. 110—118.
- Schafer C. T. Distribution and dispositional history of sediments in Baie des Chaleurs Gulf of St. Lawrence. — *Canad. J. of Earth Sci.*, 1977, vol. 14, N 4, pt. 1, p. 593—605.
- Schott G. Geographie des Atlantischen Ozeans. — In: Aredt. *Handbuch der Palaeogeographie*, Berlin, 1926, 250 S.
- Scrutton C. T. Periodicity in Devonian coral growth. — *Paleontology*, 1965, vol. 7, p. 552—558.
- Schackleton N. J. Ice-age paleo-oceanography of the Mediterranean. — *Nature*, 1978, vol. 276, N 5689, p. 667.
- Simpson G. G. The major features of evolution. New York, Columbia Univ. Press, 1953, 434 p.
- Smith A. G. Amphineura. — In: *Treatise on Invertebrate Paleontology*, (Ed. R. C. Moore). Pt. I, Mollusca, 1, *Geol. Soc. Amer.*, 1960, p. 141—176.
- Smith J. P. Climatic relations of the Tertiary and Quaternary faunas of the California region. — *Proc. Calif. Acad. Sci.*, 1919, ser. 4, vol. 9, N 4, p. 123—173.
- Smith S. M. Palaeoecology of postglacial beaches in East Lothian. — *Scot. J. Geol.*, 1972, vol. 8, N 1, p. 31—49.
- Sorgenfrei T. Molluscan assemblages from the marine middle Miocene of South Jutland and their environments. København, 1958, vol. 1—2, 504 p.
- Strauch F. Die Thule-Landbrücke als Wanderweg und Faunenscheide zwischen Atlantik und Skandik im Tertiär. — In: *Sonderdruck aus der Geologischen Rundschau*, 1970, Bd 60, S. 381—417.
- Strauch F. Phylogenese Adaptation und Migration einiger nordischer mariner Molluskengenera (Neptunea, Panomya, Cyrtodaria und Mya). — *Abhandlungen der Senckenberg Naturforsch. Gesellsch. Frankfurt am Main*, 1972, Bd 53, 50 S.
- Thiede J. A. Glacial Mediterranean. — *Nature*, 1978, vol. 276, N 5689, p. 680—683.
- Vella P. Ocean paleotemperatures and oscillations of the subtropical convergence zone on the eastern New Zealand. — *Oceanogr. S. Pacif.*, 1972, Wellington, 1973, p. 315—318.
- Weisbord N. E. Late Cenozoic Gastropods from northern Venezuela. — *Bul. Amer. Paleont.*, 1962, vol. 42, 672 p.
- Wells J. W. Coral growth and geochronometry. — *Nature*, 1963, vol. 197, p. 948—950.
- Woldstedt P. Das Eiszeitalter. Bd I, Stuttgart, 1954, 250 S.
- Yabe H. The latest land connections of the Japanese islands to the Asiatic continent. — *Proc. Imp. Acad. Japan*, 1929, vol. 5, N 4, p. 167—169.
- Zeuner F. E. Dating the past. In introduction to geochronology. London, 1958, 516 p.

## CENOZOIC STAGES AND BOUNDARIES (ANALYSIS OF THE TREND OF GEOLOGICAL TIME AND DEVELOPMENT OF MARINE GASTROPODA FAUNA)

A. N. Golikov

### SUMMARY

The study of Gastropoda evolution and other data made possible to distinguish main stages and boundaries in the history of Earth during the last 100 million years. Large scale geological, climatic and biological changes which take took place 93 m.y. ago may be considered as Mesozoic/Cenozoic boundary. In the course of Cenozoic rapid environmental and faunal changes had at increasing rate. A consequent stage of the geological time has been shorter than the preceding one, the changes in their duration being exponential. Duration of the Palaeocene is estimated at 35 m.y. (93—58 m.y.), Eocene — 22 m.y. (58—36 m.y.), Oligocene — 13 m.y. (36—23 m.y.); Miocene — 9 m.y. (23—14 m.y.). Important climatic changes (cooling) have occurred by the end of Miocene. Thus, 14 m.y. may be regarded as a boundary between Palaeogene and Neogene. The Neogene included a newly introduced time unit Boreocene (14—5 m.y.) and Pliocene (5—1.8 m.y.). Thus established trend in the geological time may be extrapolated to the whole history of the Earth.

## МОРСКИЕ БРЮХОНОГИЕ МОЛЛЮСКИ ЮГА СССР И ГРАНИЦА ЭОЦЕНА И ОЛИГОЦЕНА

О. В. Амитров

Палеонтологический институт АН СССР, Москва

В статье дается краткая сравнительная характеристика наиболее характерных комплексов морских гастропод из пограничных отделов эоцена и олигоцена юга СССР. В датировке возраста отложений (см. табл. 1) автор следует «Стратиграфии СССР», т. «Палеогеновая система» (1975). Отметим, что для верхнего эоцена вопрос о ярусном делении находится в стадии дискуссий. Напротив, первый из отделов олигоцена точно соответствует рюпельскому ярусу, но во избежание недоразумений лучше не называть его нижним олигоценом, поскольку до недавнего времени нижним олигоценом считали латторфский ярус и его аналоги, перенесенные теперь в верхний эоцен. Мы стараемся не употреблять и громоздкое название «нижний + средний олигоцен», принятое в «Стратиграфии СССР», а называем соответствующие отложения просто «рюпельскими».

Остатки гастропод распространены в палеогеновых отложениях юга СССР очень неравномерно. В одних случаях это объясняется истинным отсутствием или бедностью состава брюхоногих (иногда также и двустворчатых) моллюсков в тех или иных участках бассейнов, в других — вторичными причинами, помешавшими остаткам моллюсков сохраниться в породе до нашего времени. Верхнеэоценовые и рюпельские комплексы известны во многих районах, но их богатство, сохранность и вероятная полнота очень различны.

Из всех верхнеэоценовых комплексов гастропод юга СССР наиболее богат комплекс мандриковских слоев окрестностей Днепропетровска: в нем, с учетом последних сборов, известны представители более чем 400 видов из 67 семейств. Наиболее массовые семейства — Trochidae, Cerithiidae, Turritellidae, Naticidae, Volutidae, Turridae, богато представлены также Suraeacea, Tibiidae, Conidae и многие другие группы. Состав гастропод, а также обилие кораллов, присутствие нуммулитов и т. д. говорит об условиях очень теплого моря. Однако здесь не встречены некоторые группы, характерные для комплексов средиземноморского типа — Terebellidae, род *Velates* из неритид; очень редок род *Canarium* из стромбид. Из комплексов Западной Европы наиболее близок к мандриковскому комплекс латторфских отложений ГДР (и очень сходные с ним комплексы нижнего тонгрия Бельгии и Нидерландов). Не менее 105 мандриковских форм относятся к латторфским видам и не могут быть выделены даже в отдельные подвиды; еще около 35 форм представляют собой виды, очень близкие к латторфским, или самостоятельные подвиды общих видов. Около 60 видов — общие (достоверно или с сомнением) с эоценом Англо-Парижского бассейна, причем 30 из них есть и в латторфе; среди остальных 30 видов значительна доля сомнительных, но есть и такие характер-



|   |                                |                                 |                                      |               |                 |
|---|--------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|---------------|-----------------|
| Система   | Олигоцен                       |                                 | Верхний                              | Эоцен         |                 |
| Отдел   | «нижний + средний»             |                                 | Верхний                              | Эоцен         |                 |
| Подотдел  | Рюпельский                     |                                 | общепризнанных нет)                  | Эоцен         |                 |
| Ярус  | Рюпельский                     |                                 | общепризнанных нет)                  | Эоцен         |                 |
| Крым  | Аналоги солёновского горизонта | Зубакинские (= индольские) слои | Альминский (= белоглинский) горизонт | Верхний эоцен |                 |
|   |                                | Рубановские слои                | Белоглинский горизонт                |               |                 |
| Северное Причерноморье  | Аналоги солёновского горизонта | Никопольские слои               | Белоглинский горизонт                | Верхний эоцен |                 |
| Днепро-Донецкая впадина, Днепровско-Украинского кристаллического щита |                                | Ингулецкий горизонт             |                                      |               |                 |
| Северный Кавказ   | Аналоги солёновского горизонта | Пшехский горизонт               | Белоглинский горизонт                | Верхний эоцен |                 |
| Ахалцихская депрессия   |                                | Абастуманская свита             | Инхская свита                        |               |                 |
| Армения   | Шоратюрская свита и ее аналоги |                                 | Горизонт с <i>Vartianus fallax</i>   | Верхний эоцен |                 |
| Нахичеванская АССР  | Кубатлинский горизонт          |                                 | Инхская свита                        |               |                 |
| Восточная часть Малого Кавказа  | Кубатлинский горизонт          |                                 | Инхская свита                        | Верхний эоцен |                 |
| Талыш   | Кубатлинский горизонт          |                                 | Инхская свита                        |               |                 |
| Мангышлак, район впадины Карагие                                      | Солёновский горизонт           | Узунбас-ская свита              | Адаевская свита                      | Верхний эоцен |                 |
| Юго-восточный Мангышлак и юго-западный Северный Устюрт                |                                | Кюлюс-ская свита                | Адаевская свита                      |               |                 |
| Кендерлинский комплекс  |                                | Куландинский комплекс           | Нижнекуландинский комплекс           |               | Адаевская свита |
| Слон без фауны  |                                | Слон без фауны                  | Слон без фауны                       |               | Адаевская свита |
| Чеганская свита   |                                | Чеганская свита                 | Чеганская свита                      |               | Чеганская свита |
| Северный Устюрт и Приаралье   | Ашеайрыкская свита             |                                 | Чеганская свита                      | Верхний эоцен |                 |
| Западный Сибирь   | Курганские слои                |                                 | Тавдинская свита                     |               |                 |
| Копетдаг  | Курганские слои                |                                 | Тавдинская свита                     | Верхний эоцен |                 |
| Фергана и Таджикская депрессия  | Гиссарские слои                |                                 | Торымбурская свита                   |               |                 |

Палеогеновая

ные, как *Neritopsis parisiensis*, *Diastoma costellatum*, *Hipponix dilatata*. Отметим, что в латторфе — тонгрии отсутствуют не только эти виды, но и сами семейства Neritopsidae и Hipponicidae, а диастоматиды представлены лишь своеобразным родом *Scaliola*, поэтому данное отличие мандриковского комплекса от латторфского имеет скорее зоогеографические или экологические, чем стратиграфические причины.

В отличие от Украины, где богатый комплекс верхнеэоценовых гастропод встречен лишь в очень ограниченном районе, в Закаспии многочисленные обнажения чеганской свиты с фауной примерно одинаковой сохранности и одинаковой степени разнообразия распространены на большой территории — на Северном Устюрте, в Северном Приаралье и Тургайском прогибе. Однако суммарный состав чеганского комплекса значительно беднее мандриковского: 157 видов гастропод из 33 семейств. Отсутствие некоторых групп с мелкой и хрупкой раковиной может быть связано с тем, что сохранность чеганской фауны во всех ее местонахождениях хуже, чем сохранность мандриковской фауны; но отсутствие других групп нельзя объяснить вторичными причинами.

Все семейства чеганской свиты есть и в мандриковских слоях. Но в чегане почти полностью отсутствуют археогастроподы (кроме одного редкого, мелкого вида трохид), церитиаци (кроме единичных *Scaliola*) и все формы с колпачковидной раковиной, если не относить к ним *Calyptraea*. Многие группы гастропод, широко распространенные в чеганской свите, обильно представлены и в мандриковских слоях (*Turritellidae*, *Tibiidae*, *Naticidae*, *Fasciolaridae*, *Volutidae*, *Turridae*, *Conidae*), но в чегане большую роль играют *Apogrhaidae* и *Cassidae*, которые выйдут на передний план в более холодноводных комплексах олигоцена.

Может быть, чеганский комплекс немного холодноводнее мандриковского, но их основное различие — не температурное. В чеганском комплексе удивляет отсутствие типично мелководных, эвригалинных форм, которые в мандриковских слоях встречаются вместе с преобладающими полигалинными. Не исключено, что мы просто не знаем соответствующих фаций Чеганского бассейна. Можно было бы допустить, что некоторые формы встречали трудности при вхождении в Чеганский бассейн из соседних; но по всем палеогеографическим реконструкциям связь этого бассейна с морями Европы была очень широкой. Может быть, дело в большой аридности климата у берегов Чеганского моря, из-за которой даже в прибрежных участках моря не создавались условия неустойчивой солёности, благоприятные для процветания эвригалинных групп.

Распространение 157 чеганских видов следующее:

|   |                             |
|---|-----------------------------|
| сомнительные или известные только в верхнем эоцене Закаспия | — около 60                  |
| общие с латторфом ГДР                                       | — около 86 (бесспорно — 75) |
| общие с мандриковскими слоями Украины                       | — 55                        |
| общие с эоценом Англии                                      | — 24                        |
| общие с эоценом Парижского бассейна                         | — 9                         |
| известные в олигоцене                                       | — 20                        |

Если из числа видов, общих с другими комплексами, исключить общие с латторфом ГДР, то оставшиеся распределяются так:

|                                     |     |
|-------------------------------------|-----|
| общие с мандриковскими слоями       | — 2 |
| общие с эоценом Англии              | — 9 |
| общие с эоценом Парижского бассейна | — 4 |
| известные в олигоцене               | — 5 |



Таким образом, достаточно велико сходство чеганского комплекса с латторфским и мандриковским, причем, как ни странно, чеганский и мандриковский комплексы по отдельности больше похожи на латторфский, чем друг на друга. Имеются и немногочисленные, но характерные виды, общие для чегана с эоценом Англии, но не известные ни в ГДР, ни на Украине. Это можно объяснить либо неполнотой геологической летописи, либо существованием дополнительной связи между закаспийским и английским бассейнами (через Западную Сибирь и Арктику?). Непонятно происхождение некоторых чеганских видов, например, *Turritella oxyceras* Eichwald (= *T. ferganensis* Vialov et Soloup = *T. supracarinata* Alexeiev); этот вид отождествляли и с европейскими *T. uniangularis* Lamarck и *T. subangulata* Brocchi, но его сходство с ними невелико.

Важно отметить, что в чеганской свите нет типично средиземноморских видов. Не прослеживаются связи Чеганского моря с бассейнами юга Азии (правда, известная нам литература о моллюсках этих бассейнов очень невелика). Единственное свидетельство таких связей — присутствие в эоценом Пакистана рода *Motyris* Eames, 1957 = *Tomyris* Michailovski, 1912, по Eichwald, 1831; род был установлен Г. П. Михайловским (1912) по двум близким видам (из чеганской свиты и из мандриковских слоев) и не известен в Западной Европе. Не исключено, что «мотирисообразные» формы неоднократно возникали от мезалий.

Не будем разбирать многочисленные попытки провести по комплексам моллюсков стратиграфические границы внутри чеганской свиты или исключить из состава свиты либо ее верхнюю часть (туранглинские слои), либо нижнюю (кабыргинские слои). Представляется, что, по крайней мере, гастроподы не дают для этого оснований; различия комплексов снизу вверх по разрезу, даже если они выглядят четкими в отдельных районах, имеют лишь эколого-фациальное значение. Во-первых, эти различия не выдерживаются по всей площади распространения свиты. Во-вторых, лишь очень немногие виды встречаются только в низах или верхах свиты, в большинстве же «нижнечеганские» виды хотя бы в виде единичных экземпляров встречаются и в верхнем чегане (и наоборот), а значит эти виды все время жили в бассейне, и их обилие или редкость в тех или иных слоях зависят лишь от местных условий. В-третьих, не наблюдается закономерности, чтобы в Западной Европе нижнечеганские виды встречались в более древних отложениях, чем верхнечеганские: например, в латторфе те и другие встречаются вместе. Некоторые виды, известные в олигоцене, встречены не в верхах чеганской свиты, а в ее низах. Уровни общности всех комплексов внутри свиты очень высоки; гастроподы не дают свидетельств о крупных всеобщих изменениях обстановки в это время.

Среди верхнеэоценовых комплексов гастропод Закавказья наиболее интересны комплексы парадашской свиты Нахичеванской АССР (описан М. А. Багмановым, 1966), риндского горизонта Армении (описан П. М. Асланяном, 1970 и др.) и ахалцихской свиты (термин А. А. Ворониной, 1976) Грузии (Исаева, 1933; Кучулория, 1960 и др.). По числу семейств, родов и видов эти комплексы сравнимы с чеганским и беднее мандриковского. Отчасти это, безусловно, объясняется худшей сохранностью фауны и выпадением мелких форм. Но важно, что в Закавказье присутствуют не найденные в чегане и Мандриковском *Terebellidae*, род *Velates*, виды *Angaria lima*, *Lyria harpula* и др. Все эти группы характерны для Средиземноморской зоогеографической области, некоторые заходят в Парижский бассейн и Англию, единичные *Terebellum* есть в латторфе ГДР. Риндский и парадашский комп-

лексы более близки между собой и имеют более «средиземноморский облик», чем ахалцихский комплекс. Например, в эоцене Ахалцихской депрессии не найдены средиземноморские *Canarium* (которые, как указывалось, изредка встречаются и в мандриковских слоях), но там присутствуют более характерные для северных комплексов и не встречающиеся в Армении и Нахичевани *Architectonicidae*, *Aporrhaidae*, *Cumatidae*, *Ficidae* и др. В пределах самой ахалцихской свиты комплексы р. Марда и с. Ивлита выглядят несколько более тепловодными, чем комплекс р. Борбало. Но в целом фауна этой свиты, хотя и имеет переходные черты, больше тяготеет к комплексам средиземноморского типа.

Комплекс неслинской свиты Талыша (Ализаде, 1951; Багманов, 1966) отличается от всех других палеогеновых комплексов юга СССР обилием колпачковидных гастропод, отнесенных К. А. Ализаде и М. А. Багмановым к семействам *Fissurellidae*, *Patellidae*, *Hipponicidae*, *Capulidae* и *Siphonariidae*. В этом комплексе есть *Terebellum*, но отсутствуют *Velates* и *Canarium*, и в целом он не имеет явного средиземноморского облика. Комплексы верхнего эоцена Рачи и Лечхуми (Эпиташвили, 1966) по родовому составу гастропод скорее относятся к северному типу.

Исходя из этого представляется, что по гастроподам границу зоогеографических областей для конца эоцена следовало бы провести в пределах Закавказья или, по крайней мере, не севернее Главного Кавказского хребта (как мы увидим ниже, для рюпеля такое положение границы не вызывает сомнений). Но автор сводки о границе эоцена и олигоцена К. Кавелье (Cavelier, 1979) на основе анализа советской литературы утверждает, что позднеэоценовые фауны моллюсков Северного Кавказа и Южной Украины — «явно средиземноморского происхождения» в отличие от северной мандриковской фауны. Из карбонатных отложений верхов эоцена Северного Кавказа (Коробков, 1939) и Крыма (Пантюхина, 1967) было описано лишь по одному виду гастропод. В комплексе Южной Украины (Коробков, 1962) из 26 видов гастропод только *Terebellum sopitum* Sol. по его распространению в СССР можно считать средиземноморским, но этот вид был установлен в Англии, а род *Terebellum* есть даже в латторфе ГДР. Мне кажется, что и по составу двустворок этот комплекс не относится к типично средиземноморским, а ближе к комплексам Англо-Парижского бассейна. Этот бассейн западноевропейские исследователи относят к северной области, хотя он был несколько тепловоднее бассейна латторфа — тонгрия ГДР, Бельгии, Нидерландов, а также Мандриковского и Чеганского бассейнов. По-видимому, в конце эоцена граница зоогеографических областей вообще была нерезкой, температуры всюду были достаточно высокими и менялись постепенно.

Характеристику рюпельских комплексов удобно начать с Закаспия. Северный Устюрт является одним из немногих районов, где в одних и тех же разрезах, иногда без видимого перерыва залегают две морские толщи с фаунами моллюсков — верхнеэоценовая чеганская и олигоценовая ащеайрыкская свиты. Различия между фаунами гастропод очень четкое, переходные комплексы не известны. Ащеайрыкский комплекс значительно беднее чеганского: там известно лишь около 30 видов гастропод из 13 семейств. Из характерных для чеганской свиты семейств в ащеайрыкской отсутствуют *Turritellidae*, *Volutidae*, *Conidae* и многие другие. Все морские полигалинные семейства ащеайрыкской свиты есть и в чеганской, из них наиболее характерны для ащеайрыкской свиты *Aporrhaidae*, *Naticidae*, *Cassidae*, *Fasciolaridae*, *Turridae*. Родовой состав фасциоляриид и туррид в ащеайрыкской



свите заметно беднее, чем в чеганской, исчезают роды *Clavilithes*, *Eopleurotoma*, *Clavatula* и др. Видовой состав ащеайрыкских гастропод — рюпельский, хотя некоторые виды известны и в верхнем эоцене. Важной особенностью ащеайрыкского комплекса является присутствие эвригалинных групп, которых нет в чегане, — потамидид (роды *Tympanotonos* и *Pirenella*) и нассариид (*Keepingia plana*). В некоторых местонахождениях эти формы встречаются в массовом количестве, свидетельствуя о близости берега и неустойчивой солености.

В более западных регионах, где верхи эоцена представлены карбонатными отложениями, почти не содержащими остатков гастропод, низы олигоцена представлены терригенными «хадумскими» отложениями с более богатыми комплексами моллюсков. Морские рюпельские комплексы Мангышлака, юго-западного Устюрта, Северного Кавказа и Крыма очень близки между собой. Из полигалинных семейств в них преобладают те же, что в ащеайрыкской свите, и также отсутствуют туррителлиды и ряд других семейств, характерных для чеганской свиты; но эвригалинные группы, в отличие от ащеайрыкской свиты, здесь не встречены. Общее число семейств и родов в этих комплексах немного больше, чем в ащеайрыкском, в основном благодаря мелким формам, встреченным в скважинах. По видовому составу рассматриваемые комплексы близки к ащеайрыкскому и очень близки к рюпельским комплексам Бельгии и Дании; особенно похож на них комплекс узунбасской свиты Мангышлака.

При детальном сравнении было выявлено, что комплекс узунбасской свиты, относящейся по фораминиферам к зоне *Lenticulina hermanni*, более сходен не с одновозрастным ему кызылджарским, а с более молодым зубакинским комплексом Крыма (зона *Spiroplectamina carinata*), а кызылджарский больше похож на более молодые комплексы Мангышлака. Это сходство «крест-накрест» объясняется местными условиями: в Крыму шло некоторое углубление, а в Закаспии — обмеление бассейна. Это лишний раз подтверждает, что некоторые мелкие особенности комплексов не связаны ни с эволюцией организмов, ни с крупными всеобщими изменениями среды, они обратимы и не имеют стратиграфического значения.

Можно было бы не возвращаться к этим давно рассмотренным вопросам (Амитров, 1971 и др.), если бы некоторые специалисты, особенно по фораминиферам, не продолжали отрицать принятую в «Стратиграфии СССР», синхронность границ адаевской — узунбасской и чеганской — ащеайрыкской свит и утверждать, что узунбасская свита одновозрастна верхам чеганской. Это абсолютно не подтверждается составом гастропод. К тому же, если две границы не синхронны, то, значит, было не одно, а два крупных события, первое из которых привело к резкой смене характера осадконакопления на огромных площадях от Крыма до Мангышлака, а второе — к столь же резкому изменению фаунистических комплексов на Северном Устюрте и в более южных и восточных районах. Но непонятно, почему каждое из событий, резко проявившись в одном из регионов, практически не проявилось в другом, хотя расстояние между ближайшими выходами на поверхность разрезов мангышлакского и североустюртского типов всего около 320 км. Для решения этого вопроса нужны дополнительные комплексные исследования, в частности, материалы из скважин указанного перехода района.

Из рюпельских комплексов Закавказья наиболее известны комплексы с. Каратубани в Ахалцихской депрессии и горы Кеара-молла в Шорагбюрской долине близ Еревана. Комплекс Каратубани по составу родов и видов и даже по отсутствию некоторых групп (в том числе туррителлид) похож на рюпельские комплексы Крыма — Закаспия,

в особенности на комплексы некоторых прибрежных местонахождений ащеайрыкской свиты: в Каратубани тоже обильно представлены *Pirenella* и *Tympanotonos*, а место *Keepingia plana* занимает, по-видимому, экологически близкий вид *Babylonia caronis*. Правда, в Каратубани есть и другие эвригалинные и, даже, пресноводные формы. Это говорит о еще большем выносе пресных вод, но температурные условия в Каратубани представляются примерно теми же, что в северных бассейнах.

Напротив, комплекс Кеара-молла резко отличается от всех рассмотренных выше олигоценовых комплексов, в том числе от каратубанского, хотя расстояние от Ахалцихе до Еревана лишь немного более 200 км. Среди гастропод здесь преобладают крупные, массивные натикаеи (*Megatylotus crassatinus* и др.), присутствуют Trochidae, Turbinidae, Strombidae, Tibiidae, Cypraeidae, Melongenidae, Olividae, Volutidae, Conidae и др. Эти семейства не известны в наших рюпельских комплексах северного типа, а, например, стромбиды отсутствуют также в чеганской свите и редки в мандриковских слоях. В отличие от других районов СССР, в этой части Закавказья олигоценовый комплекс не так уж сильно отличается от эоценовых (риндского, парадашского). Состав семейств и родов близок; обеднения в олигоцене по сравнению с эоценом не наблюдается. Среди наиболее тепловодных групп исчезает род *Velates*; *Terebellum* отсутствует на Кеара-молла, но единичные экземпляры этого рода указывались в других местонахождениях шорагбюрской свиты. По общему облику и составу семейств и родов комплекс Кеара-молла больше похож на верхнеэоценовые, чем на олигоценовые комплексы других районов СССР, а общих видов мало и с теми, и с другими. Поэтому может возникнуть вопрос, действительно ли правы многочисленные специалисты, относящие шорагбюрскую свиту к олигоцену, а не К. Н. Паффенгольц (1979), относивший ее к эоцену. Но, помимо данных по другим группам организмов, а также результатов сравнений видового состава комплексов моллюсков Закавказья с комплексами приабона и рюпеля юга Западной Европы, в пользу рюпельского возраста шорагбюрской свиты говорит и более детальное рассмотрение самих закавказских комплексов.

Различие между комплексами шорагбюрской свиты Армении и абастуманской свиты Ахалцихской депрессии существенно сглаживается, если сравнивать не отдельные, хотя и самые богатые, местонахождения (Кеара-молла и Каратубани), а суммированные комплексы свит в целом. В нескольких километрах севернее горы Кеара-молла, у с. Гехадир, на том же стратиграфическом уровне не найдены, в отличие от Кеара-молла, Turbinidae, Diastomatidae, Hippodidae, в отличие от Кеара-молла, Turbinidae, Diastomatidae, Hippodidae, Architectonicidae, Strombidae, Tibiidae, Conidae, зато присутствуют Architectonicidae, Strombidae, Tibiidae, Conidae, зато присутствуют Architectonicidae, Strombidae, Tibiidae, Conidae, Apogonidae, Ficidae, Muricidae, Turridae, Acteonidae, Retusidae, характерные для северных комплексов; некоторые из этих семейств представлены видами, известными в рюпеле севера Европы. Соответственно, и в Ахалцихской депрессии есть местонахождения, где, в отличие от Каратубани, встречены (хотя и редки) туррителлиды, *Megatylotus*, *Athleta*, мелонгениды, так что в целом комплекс абастуманской свиты, хотя и относится к северному типу, но в каких-то отношениях является переходным. Кубатлинский комплекс Азербайджана близок к комплексам Грузии, хотя беднее их, и тоже имеет промежуточный характер между средиземноморскими и северными, немного больше приближаясь к северным.

До сих пор мы не касались комплексов Закарпатья, а также олигоценовых комплексов платформенной Украины, хотя их рассмотрение важно для решения вопроса о связях бассейнов юга СССР и Запад-



ной Европы. Напомним, что в Западной Европе, в отличие от юга СССР, бассейны Средиземноморской области занимают большие площади, чем бассейны Северной: к Средиземноморской области относятся территории не только юга и юго-запада Франции, Италии, Югославии, но и территории Болгарии, Румынии, Венгрии, Чехословакии. Казалось бы, те же бассейны заходят и на территорию советского Закарпатья, где тоже можно было бы ожидать встретить комплексы средиземноморского типа.

Большое сходство комплексов юга СССР, в особенности олигоценовых комплексов Крыма — Мангышлака, с одновозрастными комплексами севера Западной Европы говорит не только о близких температурных условиях, но и о прямой связи между бассейнами, и трудно представить, что эта связь могла осуществляться как-то иначе, чем через территорию платформенной Украины и Белоруссии: с юго-запада подступали бассейны другой зоогеографической области, а северо-восточнее вообще не известны морские кайнозойские отложения.

Моллюски украинских Карпат изучались А. В. Максимовым (1963 и др.), который использовал и данные польских исследователей начала XX века. Как ни странно, в списках гастропод нет типично средиземноморских групп; много видов, общих с латторфом ГДР, причем не только в отложениях, считающихся аналогами латторфа, но и в тех, которые в «Стратиграфии СССР» отнесены к «нижнему + среднему» олигоцену. Эти комплексы, а также датировки вмещающих отложений требуют дополнительного изучения.

Из платформенной части Украины морские рюпельские отложения с остатками гастропод известны в Причерноморской впадине (Селин, 1964). Комплекс близок к крымским и мангышлакским, но в нем присутствуют *Calyptraea*, не известные в олигоцене Крыма и очень редкие на Мангышлаке, а также указан один вид туррителлид.

В Днепровско-Донецкой впадине и прилегающих районах некоторые исследователи относили к олигоцену так называемые ингулецкие или цибулевские слои, но комплекс гастропод из этих отложений близок к мандриковскому, хотя уступает ему по богатству и сохранности; в нем преобладают туррителлиды, в том числе встречаются роды *Motyris* и *Sigmesalia*.

В. Ю. Зосимович (1981 и др.) относит к рюпелю установленные им жуковецкие и бишкинские слои, а сивашские (берекские) слои, включавшиеся раньше в неогеновую полтавскую свиту, он относит к хатту. И. Н. Ремизов на протяжении многих лет (1956 и др.) доказывал среднемиоценовый возраст сивашских слоев, а также бишкинских, которые он не отделял от сивашских. Д. Е. Макаренко, Г. В. Пасечный и Ю. И. Селин (1980) тоже относят бишкинские слои к миоцену, а жуковецкие — к верхам эоцена и утверждают, что морского олигоцена в Днепровско-Донецкой впадине вообще нет. Фауна (особенно гастроподы) всех этих спорных отложений бедна и представлена исключительно ядрами. Но просмотр больших коллекций В. Ю. Зосимовича и И. Н. Ремизова (с их любезного разрешения) позволяет сделать некоторые выводы.

В жуковецких слоях встречены 9 видов гастропод; из них 8 есть и в Мандриковке (или очень близки к мандриковским формам). Три вида (или, по крайней мере, роды, к которым они относятся) известны и в олигоцене юга СССР. Но ни в одном достоверно рюпельском комплексе северного типа на юге СССР не найдены встреченные в жуковецких слоях *Hippochrenes*, *Cepatia*, *Clavilithes* и *Athleta*; крупные *Scaphander* из группы *fortisii* отсутствуют также в мандриковском и чеганском комплексах, но характерны для комплексов сред-

земноморского типа. К олигоценовым комплексам северного типа жуковецкий комплекс приближает отсутствие туррителлид и некоторых других характерных групп.

Туррителлиды не известны и из бишкинских и сивашских слоев. Там не встречены также археогастроподы, церитиаци, достоверные нассарииды — группы, характерные на юге СССР для среднего миоцена (это говорит против точки зрения И. Н. Ремизова). По составу родов комплексы в целом близки к олигоценовым; можно с сомнением (из-за плохой сохранности) отождествить с олигоценовыми и некоторые виды. Но и в этих комплексах встречены *Hippochrenes* и *Athleta*.

Днепровско-Донецкая впадина находится севернее Крыма и Мангышлака (даже если в палеогене параллели проходили не совсем так, как теперь — см. «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», т. IV, 1967), и примесь тепловодных форм в Днепровско-Донецкой впадине трудно объяснить, если считать, что комплексы двух регионов происходят из одновозрастных, взаимосвязанных бассейнов. Может быть, жуковецкие слои относятся к самым низам, а бишкинские и сивашские — к верхам олигоцена. Во всяком случае, их комплексы гастропод нельзя считать связующим звеном между известными нам рюпельскими комплексами юга СССР и севера Западной Европы. Но можно надеяться, что это связующее звено в Днепровско-Донецкой впадине еще будет найдено.

В этой статье показано, что в оценке возраста и биогеографической принадлежности тех или иных фаун есть еще немало спорных вопросов. В одних случаях это связано с расхождением выводов, полученных по моллюскам и по другим группам, в других случаях — с недостаточной представительностью, своеобразием или просто плохой изученностью самих комплексов моллюсков. Но главные выводы можно сделать с достаточной уверенностью.

На больших площадях на севере Западной Европы и юге СССР прослеживается похолодание, вызвавшее изменения характера осадконакопления и смену комплексов гастропод (прежде всего, выпадение более теплолюбивых групп). Похолодание, скорее всего, произошло всюду одновременно в геологически короткий момент, который и следует считать границей эоцена и олигоцена. Позднеэоценовые комплексы моллюсков Закаспия, Украины и ряда других районов имели субтропический характер или даже приближались к тропическим, а рюпельские комплексы тех же районов можно назвать умеренно-тепловодными. Однако в Закавказье (по крайней мере, на территории Армении) и в южной, довольно большой части Западной Европы смена комплексов была нерезкой: как позднеэоценовые, так и олигоценовые комплексы имеют тропический характер. По данным многих специалистов, похолодание на границе эоцена и олигоцена имело место и в этих районах, но здесь его степень явно была меньше. Если похолодание и имело общепланетарные причины, то на севере Западной Европы и на большей части юга СССР оно усиливалось какими-то местными факторами.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ализаде К. А. Колпачковидные гастроподы из палеогеновых отложений Ленкоранской области. — Изв. АН АзССР, 1951, № 3, с. 27—41.  
Амитров О. В. Олигоценовые комплексы гастропод Мангышлака и Юго-Западного Устюрта. — Тр. Всес. НИИ прир. газов, 1971, вып. 31/39—32/40, с. 65—81.  
Асланян П. М. Стратиграфия и моллюски верхнепалеогеновых отложений юго-западной части Армянской ССР. Ереван, изд-во АН АрмССР, 1970, с. 80—261.  
Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. IV. Палеогеновый, неогеновый и четвертичный периоды. / Отв. ред. В. А. Гроссгейм, В. Е. Ханн. М., изд. ГУГК, 1967.



- Багманов М. А. Палеогеновые отложения Горного Талыша (стратиграфия и моллюсковая фауна). Баку, изд-во АН АзССР, 1963, 143 с.
- Багманов М. А. Крупные фораминиферы и моллюски Малого Кавказа. Баку, изд-во АН АзССР, 1966, 302 с.
- Воронина А. А. К вопросу о стратиграфии верхнеэоцен-олигоценых отложений Ахалцихской котловины. — Вестн. МГУ, сер. геол., 1976, № 3, с. 109—113.
- Зосимович В. Ю. Олигоценые отложения Днепровско-Донецкой впадины. Киев, Наукова думка, 1981, 168 с.
- Исаева А. И. Фауна Gastropoda Ахалцихского эоцена. — Тр. Всес. геол.-разв. общ. НКТП СССР, М.-Л., 1933, вып. 305, 76 с.
- Коробков И. А. Моллюски нижнего олигоцена Северного Кавказа (зона *Variatissima fallax* Kogobkov). — Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та, сер. А, 1939, вып. 113, 96 с.
- Коробков И. А. 1962. Моллюски бучакской и киевской свит Южной Украины. Изд-во ЛГУ, 1962, 75 с.
- Кучулория Н. Д. Палеоэкология позднеэоценовой фауны Ахалцихского бассейна. Автореф. канд. дис., Л., 1960, 18 с.
- Макаренко Д. Е., Пасечный Г. В., Селин Ю. И. Харьковская свита палеогена Украины, ее объем и геологический возраст. — Геол. журн., 1980, т. 40, № 4, с. 34—41.
- Максимов А. В. Анализ фауны моллюсков олигоценых отложений Украинских Карпат. — Тр. Укр. н.-и. геол.-разв. ин-та, 1963, вып. 3, с. 212—222.
- Михайловский Г. П. О некоторых новых и редких раковинах из третичных отложений северного побережья Аральского моря. — Протоколы О-ва естествоиспыт. при Юрьевском ун-те, 1912, т. 21, № 1—2, с. 120—138.
- Пантюхина Т. М. Граница эоценовых и олигоценых отложений в Кизилджарском разрезе (Юго-Западный Крым). — Вестн. ЛГУ, 1967, № 12, с. 97—101.
- Паффенгольц К. Н. Стратиграфия палеогена Малого Кавказа. — Тр. ВСЕГЕИ, сер., 1979, т. 272, 256 с.
- Ремізов І. М. Короткий нарис історії вивчення полтавського яруса УРСР. — Тр. Харьк. пед. ин-та, 1956, т. 16, с. 49—79.
- Селин Ю. И. Стратиграфия и моллюски олигоцена Больше-Токмакского марганцеворудного бассейна. М., Недра, 1964, 240 с.
- Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. / Отв. ред. В. А. Гроссгейм, И. А. Коробков. М., Недра, 1975, 524 с.
- Эпиташвили В. Д. Фауна и стратиграфия верхнеэоценовых отложений Рачи и Лехуми. Автореф. канд. дис. Тбилиси, Мецниереба, 1966, 18 с.
- Cavelier C. La limite Eocene-Oligocene en Europe occidentale. — Sci. géol. Méx. 1979, N 54, 280 p.

## MARINE GASTROPODA OF SOUTHERN PART OF THE USSR AND EOCENE/OLIGOCENE BOUNDARY

O. B. Amitrov

### SUMMARY

Comparative characteristics of the most typical assemblages of marine Gastropoda from the Eocene/Oligocene boundary strata in the southern part of the USSR are given. Lattorfian and its analogies are considered as belonging to Late Eocene, while Rupelian is attributed to Early Oligocene. The Late Eocene Gastropoda assemblage originated from the Mandrikovian layers in the vicinity of Dnepropetrovsk is the richest. Upper Eocene assemblages have been equally established in the Cheganian deposits of Turan, in Paradashian of Nakhichevan ASSR, in Ridian of Armenia, in Akhaltzikhian of Georgia. Southcaucasian assemblages have many common elements with those from the Mediterranean zoogeographical province. At the end of Eocene the limits between zoogeographical provinces were unclear.

In the northern Ustyurt plateau an abrupt change between Cheganian and Asherkykian (Oligocene, Rupelian) layers has been observed. Difference between the Gastropoda faunas are great; no transitional assemblages are known. Marine Rupelian assemblages have been equally established in Mangyshlak, on south-western Ustyurt in Northern Caucasus, in Crimea and in Akhaltzykh depression. They are totally distinct from that originated from the Kearamolla Mountain (near Yerevan), which is of the Mediterranean outlook. On Gastropoda records there was a cooling in the north of Western Europe and in the southern part of the USSR during geological short time. This episode may be considered as a boundary between Eocene and Oligocene. Subtropical and tropical Lattorfian Gastropoda assemblages were replaced by temperate Rupelian ones. Both in the southern part of Western Europe and in Armenia the change assemblages was not abrupt.

## ИЗМЕНЕНИЯ ПРЭСНОВОДНОЙ МАЛАКОФАУНЫ НА РУБЕЖЕ ЭОЦЕНА И ОЛИГОЦЕНА

### К ВОПРОСУ О ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ПО СОСТАВУ ПРЭСНОВОДНОЙ МАЛАКОФАУНЫ

Я. И. Старобогатов

Зоологический институт АН СССР, Ленинград

Пресноводная малакофауна создает один из главных компонентов органических остатков в континентальных отложениях прошлых геологических эпох, поэтому не удивительно, что по данным о ее составе можно рассчитывать реконструировать гидрологические и климатические условия прошлого. Однако исследования такого рода встречаются с трудностями весьма различной природы.

Первая из них связана со спорадичностью местонахождений остатков пресноводных моллюсков, разбросанностью этих местонахождений на разных континентах и обработкой добытых материалов разными авторами. Это затрудняет сравнение и обобщение данных, делая подчас совершенно невозможным сопоставление на видовом уровне, поскольку внешне похожие формы из разных мест и горизонтов могли быть отнесены к одному виду, и в то же время формы одного вида из разных мест (и тем более из разных горизонтов) могли быть описаны как разные виды. В идеале для такого сравнения абсолютно необходим полный анализ оригинального материала одним и тем же исследователем. Более просто сравнение на родовом уровне, но и тут возникают факторы, отрицательно влияющие на достоверность выводов.

Один из таких факторов — широкое понимание объема некоторых родов. Для иллюстрации достаточно вспомнить, что несмотря на то, что три надсемейства наяд (Unionoidea, Mullerioidea и Etherioidea) по современным системам включают 200—250 родов, огромное большинство видов наяд, описанных по ископаемым остаткам вплоть до середины нашего века, относилось первоначально всего к двум современным родам — *Unio* и *Anodonta*. Эта же закономерность прослеживается и на другом примере. Если мы возьмем более крупные семейства современных гастропод и данные последних сводок (например, Старобогатов, 1970) о распространении родов во времени, то окажется, что тот род, который был установлен хронологически первым в семействе, имеет, как правило, и наибольший временной интервал распространения в геологическом прошлом. Так, из 21 семейства современных пресноводных брюхоногих у 9 (43%) самый старый (по времени описания) род занимает и первое место по длительности интервала распространения в фанерозое, у 3 (14%) этот род стоит на втором месте, у 4 (19%) — на третьем и лишь в 5 семействах (остальные 24%) он отодвинут на 4—10 место. Разумеется, никакого палеонтологического или зоологического основания для такой корре-



ляции нет, и она обусловлена лишь психологическими особенностями исследовательской мысли. Такая же корреляция, по-видимому, существует и для других старых (по времени установления) родов. Это обстоятельство создает видимость того, что значительное число родов проходят, почти не изменяясь, через весьма существенные рубежи истории пресноводной фауны (например, такие, как появление водных покрытосеменных растений, резко изменивших кормовые ресурсы в водоемах).

Второй фактор, особенно сильно сказывающийся при обсуждении родового состава, — широтная зональность жизни на поверхности планеты. Любые колебания климата менее всего затрагивают тропическую зону и в наибольшей степени — полярные. В этих случаях при изменении климата род может исчезнуть из полярных и среднеширотных (привычнее говорить — умеренных, но этот термин скорее относится к климату) зон, но при этом сохраниться в тропиках.

Эти два фактора заставляют вносить известные поправки в любые выкладки, посвященные выявлению на палеонтологическом материале глобальных климатических изменений в геологическом прошлом.

Рассмотрим в этой связи два примера, которые касаются постарового в заглавии статьи вопроса об изменении малакофауны в рубеже эоцена и олигоцена. Из общего числа 79 родов брюхоногих моллюсков, известных на протяжении эоцена и олигоцена (Старобогатов, 1970), 11 (14%) исчезают близ рубежа этих двух эпох, 21 (27%) появляется после этого рубежа и 47 (59%) проходят через этот рубеж. Рассмотрение этих цифр создает впечатление, что прошедшая смена фаун весьма незначительна. Однако, если вспомнить, что в последнюю категорию входят, по меньшей мере, 17 давно установленных родов, которые в силу описанной выше корреляции оказываются и весьма долгоживущими в геологических масштабах времени, то объем этой последней категории значительно (более чем на треть) уменьшится и теперь уже может быть объяснен переживанием родов в тропической зоне, где климатические условия изменились незначительно.

Более наглядно смена видна на примере какой-либо из локальных фаун средних широт. Возьмем для примера двустворчатых моллюсков — наяд Казахстана, по данным Н. В. Толстиковой (1974). Более подробно эта фауна обсуждается ниже в специальной статье упомянутого автора, сейчас нам важна лишь общая картина изменения родового состава. Из 20 родов, отмеченных в восточном Казахстане начала эоцена до конца олигоцена, 12 (60%) не встречаются здесь позже эоцена, 4 (20%) — не встречаются раньше олигоцена и 4 (20%) проходят границу этих эпох. Значительная часть этих родов (18) встречается в водоемах других частей Азии или других континентов и ныне, причем большинство в тропиках и лишь 6 (исключительно из второй и третьей групп) — в водоемах средних широт. Тот факт, что многие из этих родов дожили до настоящего времени в других регионах, вовсе не препятствует обсуждению смены малакофаун на востоке Казахстана.

Одной из самых существенных особенностей пресноводной фауны является слабая подчиненность ее закону широтной зональности. Это казалось бы, противоречит сказанному выше о значении широтной зональности в переживании древних родов, однако на деле стоит различать макромасштабную широтную зональность (тропики, средние широты, полярные широты) и ее более мелкие и конкретные климатические проявления. Последние мало сказываются на пресноводной фауне, прежде всего потому, что большие реки, текущие в меридиональном направлении, по чисто физическим причинам (и прежде всего

из-за значительной теплоемкости воды) азональны. Это в некоторой степени сказывается и на бассейнах этих рек, и лишь притоки, текущие в широтном направлении (Гундризер, 1983), и озера в какой-то мере отражают характер широтной зоны. Именно поэтому даже довольно резкие климатические изменения, обуславливающие перемещения границ широтных зон, всегда отражаются на составе пресноводной фауны гораздо менее ярко, чем на составе наземной или морской фауны.

Подводя итог этому краткому обсуждению, можно констатировать, что два приведенных примера, несмотря на все маскирующие факторы, достаточно ярко свидетельствуют о том, что похолодание северного полушария, происшедшее на рубеже эоцена и олигоцена, достаточно явно отразилось на родовом составе пресноводных малакофаун средних широт. По-видимому, граница этих двух эпох является, тем самым, важной границей этапов формирования пресноводной малакофауны континентов Северного полушария. Одновременно нужно отметить, что информация о климатических перестройках, полученная путем анализа изменений родового и тем более видового состава пресноводных фаун, всегда в той или иной (иногда в значительной) мере замаскирована влиянием нескольких иных факторов. Именно поэтому лучше проводить такой анализ в региональном масштабе (что облегчает возможность изучения всего материала одним исследователем) и потом сопоставлять между регионами лишь выявленные временные рубежи, памятуя, что степень выраженности этих рубежей может заметно изменяться от экватора к полюсам.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гундризер В. А. Эколого-географические особенности малакофауны нижнего Енисея. — В кн.: Моллюски, систематика, экология и закономерности распространения, сб. 7. Л., Наука, 1983, с. 137—138.
- Старобогатов Я. И. Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов Земного шара. Л., Наука, 1970, 372 с.
- Толстикова Н. В. Моллюски древних озер Зайсанской впадины (юго-восточный Казахстан, мел, палеоген, миоцен). — В кн.: Ископаемые пресноводные моллюски и их значение для палеолимнологии. Л., Наука, 1976, с. 51—256.

#### CHANGES IN FRESHWATER MALACOFUNA AT EOCENE/OLIGOCENE BOUNDARY (PROBLEM OF POSSIBILITY OF ESTIMATION OF GLOBAL CLIMATIC CHANGES ACCORDING TO FRESHWATER MALACOFUNA)

Ya. I. Starobogatov

#### SUMMARY

Data on composition of freshwater malacofauna from the continental deposits can be used to reconstruct both the hydrological and climatic conditions of the past. The change in systematic of several Mollusca genera and the latitudinal zonality create difficulties for such reconstructions. Genera which became extinct in polar and temperate latitudes may have survived in the tropical zone. Nevertheless, changes in the freshwater malacofauna clearly indicate a cooling at the Eocene/Oligocene boundary which is an all-important event in the Cenozoic evolution of freshwater molluscan fauna of the Northern Hemisphere continents.



## ВЛИЯНИЕ КЛИМАТА НА ИЗМЕНЕНИЕ ПАЛЕОЛИМНОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И КОМПЛЕКСОВ МОЛЛЮСКОВ В КАЙНОЗОЕ ЗАЙСАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Н. В. Толстикова

Институт озероведения АН СССР, Ленинград

Изученность моллюсков Зайсанской впадины (Восточный Казахстан) позволяет проследить их изменение от позднего мела до неогена и констатировать существенную зависимость этих изменений от степени обводненности водоема, амплитуды колебания уровней озера, температурного режима и химизма вод, возможных межбассейновых связей и т. д. Сходные результаты получены при изучении других групп организмов. Датировка отложений до сих пор является предметом разногласий (Борисов и др., 1982). В статье прослеживаются последовательные изменения палеолимнологических и климатических условий (табл. 1) на уровне экозон, которые были выделены и охарактеризованы автором ранее (Толстикова, 1976, 1980). Экозоны привязаны к стратиграфическим схемам Б. А. Борисова (1961) и В. С. Ерофеева (1969).

В палеогене и раннем неогене Зайсанской впадины выделяют три крупных этапа развития моллюсков: палеоцен-эоценовый, олигоценый, раннемиоценовый.

Палеоцен-эоценовый этап в целом для Казахстана характеризуется крайне ограниченным распространением озер, так как на основной части его территории простиралось эпиконтинентальное море. Только в Зайсанской и Алакольской межгорных впадинах существовали озера, изолированные друг от друга и слабо связанные с озерно-речной системой Северного Китая, Пакистана (Modell, 1969) и Монголии (Толстикова, Бадамгаров, 1976). Благодаря ограниченному обмену фаунами степень эндемизма была очень высокой. Относительная близость моря смягчающе сказывалась на климате Зайсанской впадины на территории которой в конце мелового времени образовалось замкнутое озеро (Верзилин и др., 1980).

Во времена существования комплекса моллюсков с *Zaisanunia clinatus* (палеоцен — Толстикова, 1976, 1980; эоцен — Борисов, 1961; Борисов и др., 1982) судя по господству тропических и субтропических родов (сем. Lampsilidae, Amblemidae и теплолюбивые роды сем. Margaritiferidae) озеро было тепловодным с соленостью до 2—3‰, относительно глубоким, по-видимому, с высокой прозрачностью вод. Последнее подтверждается произрастанием здесь харовых водорослей, избегающих мутных вод и надводной растительности (Ромашкина, 1980). О полноводности и незначительном колебании уровня вод Палеозайсана говорит преобладание в его водах жабернодышащих моллюсков, среди которых большинство принадлежит двусторонкам, относящимся к Unionoidea, не переносящих существенных колебаний

Стратиграфическая последовательность комплексов моллюсков и соответствующие им изменения климатических условий

| Возраст  | Свиты по схеме       |                      |                             | Климатические особенности   |   |  |                                      |            |
|----------|----------------------|----------------------|-----------------------------|---|---|--|--------------------------------------|------------|
|          | В. С. Ерофеева, 1969 | Б. А. Борисова, 1963 | Комплексы моллюсков экозоны | климатическая фаза  | преобладающие тенденции изменения климата |  |                                      |            |
| миоцен   | в                    | сарыбулакская        | сарыбулакская               | <i>Pseudonapaeus borisovi</i><br><i>Rhombuniopsis immutatus</i>       | знач. иссушение<br>иссушение              | Нарастающее похолодание<br>аридизация<br>Гумидизация климата |                                      |            |
|          | ср                   | аральская            | зайсанская                  | <i>Bithynia zaysanensis</i><br><i>Sinanodonta undatula</i>            | увлажненность<br>иссушение                |  |                                      |            |
|          |                      |                      | акжарская                   | <i>Viviparus</i>  | избыточная увл.                           |  |                                      |            |
| олигоцен | в                    | ашутаская            | нуринская<br>ошагандинская  | <i>Margaritifera martinsoni</i>                                       | увлажнение                                |  |                                      |            |
|          | ср                   | тузкабакская         | буранская                   | <i>Bithynia buranensis</i><br><i>Sphaerium proscaldianum</i>          | слабое иссушение<br>значит. иссушение     |  |                                      |            |
|          |                      |                      | кустовская                  | <i>Reclidens asiaticus</i><br><i>Parafossarulus? kustoides</i>        | слабое увлажнение<br>слабое иссушение     |  |                                      |            |
| эоцен    | ср                   | турангинская         | аксыирская                  | <i>Contradens compressopsis</i><br><i>Parafossarulus? aksiirensis</i> | увлажнение<br>иссушение                   |  |                                      |            |
|          |                      |                      | кершик.                     | чайбул.   | кызыл                                     |  | <i>Cuneopsis subcapitatus</i>        | увлажнение |
|          |                      |                      | киин.                       | конур.  | сарг.                                     |  | <i>Parafossarulus? asiacentralis</i> | иссушение  |
| палеоцен | ср.                  | северозайсанская     | дюс.                        | обайлин.  | <i>Zaisanunia clinatus</i>                |  | избыточное увлажнение                |            |
|          |                      |                      | актоб.                      |   |   |  |                                      |            |
|          |                      |                      | тайжузг.                    | чакпак  | <i>Bradybaena slavai</i>                  |  |                                      |            |
| мел      | в                    |                      | манрак                      |   |   |  |                                      |            |

ний уровня вод и, тем более, осушения литорали. Преобладали песчано-илистые грунты. Во всех местообитаниях обнаружены остатки моллюсков разной величины и разной степени хрупкости, что свидетельствует об умеренной динамике вод, достаточной для удаления продуктов распада и привноса питательных веществ.

Заведомо эоценовые комплексы моллюсков более изменчивы во времени, многочисленны и разнообразны. По принятой стратиграфической схеме они включают 6 малакологических экозон, для которых ниже дается палеолимнологическая характеристика.



ТАБЛИЦА 2

## РАСПРОСТРАНЕНИЕ МОЛЛЮСКОВ В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ

| Возраст                             | Палео-Мiocен  |           | Эоцен      |            | Олигоцен    |                   | Мiocен                              |             |               |                |             |           |              |            |               |                 |                   |             |               |                |               |               |              |             |               |            |               |           |               |          |            |             |                |                 |                   |             |                |            |           |           |         |           |
|-------------------------------------|---------------|-----------|------------|------------|-------------|-------------------|-------------------------------------|-------------|---------------|----------------|-------------|-----------|--------------|------------|---------------|-----------------|-------------------|-------------|---------------|----------------|---------------|---------------|--------------|-------------|---------------|------------|---------------|-----------|---------------|----------|------------|-------------|----------------|-----------------|-------------------|-------------|----------------|------------|-----------|-----------|---------|-----------|
|                                     | В             | СР        | Н          | В          | СР          | Н                 | В                                   | СР          |               |                |             |           |              |            |               |                 |                   |             |               |                |               |               |              |             |               |            |               |           |               |          |            |             |                |                 |                   |             |                |            |           |           |         |           |
| Сбиты по схеме В. С. Ерофеева, 1969 | Сарыбулакская | Аральская | Ашутасская | Тузабацкая | Турагинская | Северо-зайсанская | Плеурбема                           | Protilipia  | Mertonata     | Micronata      | Trapezoides | Masus     | Palaionata   | Ctenodesma | Margaritifera | Margaritonopsis | Ptychorhynchoides | Inversidens | Contradens    | Pressidens     | Ensidens      | Nannonaia     | Oxynata      | Elongaria   | Unioasia      | Zaisaninto | Schistodesmus | Cuneopsis | Pilsbryconcha | Physunio | Unioea     | Linnoscapha | Modiolaria (?) | Myloropsis      | Cristaria         | Anodonta    | Rhombovulopsis | Crassiana  | Sphaerium | Amesoda   | Muscium | Pisidium  |
|                                     |               |           |            |            |             |                   | Bradybaena                          | Ovassiminea | Valvata       | Parafossarulus | Bithynia    | Viviparus | Sinotia      | Borystenia | Gyalus        | Galba           | Наземные          |             |               |                |               |               |              |             |               |            |               |           |               |          |            |             |                |                 |                   |             |                |            |           |           |         |           |
|                                     |               |           |            |            |             |                   | Сбиты по схеме Б. А. Борисова, 1963 |             | Сарыбулакская | Зайсанская     | Алжарская   | Нурунская | Ошагадинская | Буранская  | Кустобская    | Аксыирская      | Кызыл-лаинская    | Кершим-ская | Чайбу-лакская | Кызыл-лаинская | Сарга-ринская | Сарга-ринская | Дюсем-Актоб. | Обайлинская | Чакпак-таская | Майрацкая  |               |           |               |          |            |             |                |                 |                   |             |                |            |           |           |         |           |
|                                     |               |           |            |            |             |                   | Плеурбема                           | Protilipia  |               |                |             |           |              |            |               |                 |                   |             |               |                |               |               |              |             |               |            | Mertonata     | Micronata | Trapezoides   | Masus    | Palaionata | Ctenodesma  | Margaritifera  | Margaritonopsis | Ptychorhynchoides | Inversidens | Contradens     | Pressidens | Ensidens  | Nannonaia | Oxynata | Elongaria |

Моллюски экононы *Parafossarulus* (?) *asiacentralis* по сравнению с палеоценовым комплексом значительно обеднены. Здесь кроме вида-доминанта встречаются гастроподы *Valvata* cf. *fragilis* Jü, *Ovassiminea* cf. *antiqua* Jü и редкие крышечки *Bithynia* (*Boreoelona*) *obailensis* Tolstik. Крышечки и остатки раковин моллюсков встречаются выше немой толщи сильно загипсованных и соленых глин. Гипсоносность и соленосность является показателем существования высокой степени аридизации на фоне господствующего в то время теплого влажного субтропического климата. Значительное сокращение озерного водоема и повышение солености его вод привело к вымиранию наиболее стенобионтных элементов сформировавшегося в палеоцене малакокомплекса. Исчезли все представители сем. Lampsilidae, некоторые роды из сем. Amblemidae, Margaritiferidae, Unionidae (табл. 2). Моллюски данной экононы отражают начало формирования нового эоценового комплекса, поэтому отличаются еще видовым однообразием. Этот комплекс моллюсков, судя по доминантному роду *Parafossarulus* (?), относящемуся к теплолюбивым гастроподам, обитал в тепловодном водоеме с изменчивой зоной литорали.

Моллюски экононы *Cuneopsis subcapitatus* обитали уже в более благоприятных условиях. Они имеют более широкое площадное распространение, что отражает повышенную обводненность Зайсанской впадины. Общими чертами моллюсков всех местонахождений этого времени является господство двустворок, гигантизм, вытянутость и массивность раковин. Такие роды, как *Stenodesma*, *Ptychorhynchus*, *Oxynata*, *Pilsbryconcha* обитают ныне в субтропиках Юго-Восточной Азии (Старобогатов, 1970), что может указывать на сходные температурные условия и в эоценовом Палеозайсане. Все местообитания моллюсков приурочены к алевритам, позволяющим судить об относительно спокойном гидродинамическом режиме. Карбонатность осадков говорит о насыщенности вод солями кальция, обеспечивающих рост крупных раковин в условиях теплых вод. Однотипные моллюски встречаются в тонкозернистых горизонтально слоистых осадках мощностью до 20 м. Это свидетельствует об устойчивости водоема и незначительном колебании его уровня.

Моллюски экононы *Parafossarulus* (?) *aksiirensis* представлены гастроподами практически одного вида в большинстве разрезов и скважин. Очередное резкое обеднение видового состава моллюсков было вызвано, по-видимому, очередным иссушением климата, которое вскоре сменилось периодом увлажнения. О такой смене говорит повсеместное распространение в толще осадков сначала крышечек битиний, обитающих в прибрежной зоне, а выше — масксовых местонахождений харовых водорослей, которые произрастают только под водой на глубине 3—9 м (Ромашкина, 1980) в удалении от волноприбойной зоны.

К эоценовым комплексам автор относит и три вышележащие экононы *Contradens compressopsis*, *Parafossarulus* (?) *kustoides*, и *Rectidens asiaticus*. Отложения, заключающие остатки моллюсков этих комплексов, датируются разными стратиграфами по разному: эоценом — В. С. Ерофеевым (1969) и олигоценом — Б. А. Борисовым (1963). Этот вопрос, видимо, связан со стратиграфическим положением латторфского яруса. Автор рассматривает его в составе эоцена.

Моллюски экононы *Contradens compressopsis* представлены теплолюбивыми субтропическими родами *Margaritonopsis*, *Ptychorhynchoides*, *Contradens*, *Pressidens*, *Physunio*, *Pilsbryconcha*, *Nannonaia*, *Elongaria*, *Ensidens* (Толстикова, 1976, 1980). Морфологический облик двустворок разнообразен. Преобладают овально-



удлиненные раковины с ламелидным замком и с ослабленными мускулами — аддукторами, что может быть опосредованным показателем умеренного, незначительно изменяющегося гидродинамического режима в условиях озера с небольшими колебаниями уровня. Кисло-родный режим был также устойчивый, способствующий процветанию жабернодышащих моллюсков. Наиболее благоприятными были алебастровые грунты северной части Палеозайсана (оз. Тузкабак и горы Киин-Кериш). Тонкостворчатость раковин и характер их захоронения говорят о дефиците солей кальция в этом пресноводном бассейне.

Моллюски экозоны *Parafossarulus (?) kustoides* отражают повсеместное очередное обмеление Палеозайсана. Одновременное нахождение с ними харофитов исключает полное осушение литорали. Крышечки гастропод этой зоны отличаются от крышечек битинид более ранних и более поздних экозон хрупкостью, тонкостенностью, прозрачностью и причудливым рисунком внутренней поверхности. Хорошая сохранность их и морфологические признаки свидетельствуют о спокойной среде существования и захоронения битинид, о незначительном привносе в Палеозайсан обломочного материала, о продолжающемся дефиците солей кальция.

Моллюски экозоны *Rectidens asiaticus* формировались в условиях некоторого оживления тектонических движений. Они обнаружены как в «перечных» песчаниках с четкими следами волноприбойных знаков, так и в глинах с многочисленными марганцовыми конкрециями. Преобладают вытянутые, билатерально уплощенные двустворки субтропических родов *Ctenodesma*, *Margaritonopsis*, *Ptychorhynchoideus*, *Nannonaia*, *Oxynaia*, *Rectidens*, *Ensidens*, *Pilsbryconcha*, *Physunio*, *Nodularia (?)*. Присутствие маргаритиферид и харофитов говорит о прозрачности и чистоте вод. Разнообразие жабернодышащих моллюсков, их новый расцвет говорят о полноводности Палеозайсана в конце эоценового времени, что возможно при повышенной увлажненности климата.

В олигоцене на территории Казахстана в северном и южном направлениях отступает регрессирующее море. Вслед за уходящим морем образуются остаточные озера с разной степенью солености. Слабая расчлененность бывшего дна моря определила основные черты этих озер: их мелководность, плоскодонность, слабую связь друг с другом. Существенная перестройка озерно-речной системы фиксируется и в Зайсанской впадине. Именно с олигодена появляются первые еще единичные общие виды с моллюсками северных озер Казахстана. Обмен малакофауны осуществлялся, по-видимому, через только что формирующийся Праиртыш. Ниже приводятся характеристики изменения комплексов трех олигоценых экозон.

Моллюски экозоны *Sphaerium proscaldianum* говорят о существенном обновлении их состава на уровне родовых семейств (табл. 2). Полностью вымерли субтропические элементы семейств *Amblemidae*, почти все теплолюбивые роды из семейств *Margaritiferidae* и *Unionidae* (табл. 2). Появляются и достигают расцвета эвритермные *Pisidioidea*. Из *Bithyniidae* продолжают существовать только эврибионтные новые виды подрода *Boreoelona*.

Пизидиды заняли освободившиеся экологические ниши благодаря способности к быстрому размножению даже в неблагоприятных условиях значительно обмелевшего Палеозайсана и заметного понижения его температур. Они обитают на небольших глубинах литорали (реже на больших глубинах с нарушенным кислородным режимом) вплоть до зарастающих болот, переносят непродолжительное осушение водоема и резкое колебание прогреваемости его вод. На том же стратегическом уровне в разрезах разных частей Зайсанской впадины

прослеживается горизонт с очень мелкими оолитами болотной железной руды. Повсеместность распространения оолитов свидетельствует об очень существенном изменении палеогеографической обстановки, о преобладании в ландшафтах болотных фаций. Последнее подтверждается господством среди позвоночных в это время болотных носорогов — аминодонтов и индрикотериев.

Моллюски экозоны *Bithynia buranensis* представлены двумя видами битинид подрода *Boreoelona*, которые отличаются толстостенными крышечками с грубыми резкими кольцами «нарастания». Они, по-видимому, обитали в условиях аридного климата и периодического осушения литоральной зоны. Среди встречающихся в этих же толщах остатков черепах появляются хелидропсисы, переносящие похолодание климата, но в условиях отсутствия морозов и холодных зим, а среди отпечатков растений отмечается появление первых элементов теплоумеренной флоры (Чхиквадзе, 1973; Борисов и др., 1982). Изменение климата оказалось настолько ранним для малакофауны, что на формирование нового олигоценового комплекса моллюсков ушло длительное время.

Моллюски экозоны *Margaritifera martinsoni* включают несколько видов двустворок и практически один вид вивипарусов. Этот комплекс отличается от раннеолигоценового новыми родами семейства *Unionidae*, которые в более древних комплексах на данной территории не встречались. Здесь присутствуют такие роды, как *Limnoscapha*, *Nodularia (?)*, *Hyriopsis*, *Rhombuniopsis*, *Cristaria*, которые были широко распространены в олигоценовых пресноводных водоемах юга и востока Сибири. Ныне они обитают в Юго-Восточной и Восточной Азии. Для своего существования крупные двустворки требуют стабильного полноводного озерного водоема с нормальным газовым режимом. Присутствие маргаритиферид предполагает мягкость вод позднеолигоценового Палеозайсана. Выщелоченность раковинного вещества при диагенезе служит подтверждением такого предположения.

Миоценовое время характеризуется большим оживлением тектонических движений и неравномерностью их проявления. Возрастающая расчлененность рельефа на территории Казахстана, увеличилась континентальность климата. Все сказанное способствовало широкому развитию озер разного генезиса (Лавров, 1979). Хорошо разработанная озерно-речная система способствовала уже существенному обмену видами малакофауны на значительной территории Казахстана и прилегающих районов Сибири.

В миоценовых отложениях Зайсанской впадины прослеживаются четыре последовательных экозоны.

Моллюски экозоны *Viviparus* представлены многочисленными однообразными гастроподами и редкими, более разнообразными теплолюбивыми двустворками *Rhombuniopsis*, *Batavusiana*, *Sinanodonta*, *Cristaria*. Родовой состав преемственный с олигоценового времени, а виды полностью обновились. По преобладанию растительных гастропод-вивипарусов можно предполагать, что моллюски данного комплекса обитали в прибрежной зоне Палеозайсана, вероятно, на умеренной глубине, так же как позднеолигоценовые моллюски.

Моллюски экозоны *Sinanodonta undatula* и *Bithynia zaisanensis* имеют типично миоценовый облик и представлены более разнообразными умеренно теплолюбивыми видами. Здесь многочисленны двустворки и гастроподы. Присутствуют роды и виды, встречавшиеся ранее, а также виды, впервые проникающие на эту территорию. К последним относятся гастроподы, широко распространенные в центральном и северном Казахстане (Толстикова, 1979).



Среди моллюсков численно преобладают эндемики Палеозайсана. Гастроподы характеризуют, по-видимому, прибрежные участки озера, где происходило периодическое осушение литоральной зоны. Двустворчатые моллюски существовали в более глубоководной зоне озера. На это указывает характер захоронения моллюсков. Гастроподы многочисленны в нижних частях разреза, в прослоях, переполненных детритом, а двустворки — в вышележащих чистых разностях глин. Сохранение раковинного вещества моллюсков говорит о щелочной среде захоронения.

Моллюски экозоны *Rhombuniopsis immutatus*, представленные ранее встречавшимися теплолюбивыми родами *Rhombuniopsis*, *Nodularia* (?) и эврибионтными родами *Batavusiana*, *Anodonta*, *Bithynia*, говорят о незначительных колебаниях уровней водоемов.

Моллюски экозоны *Pseudonapaeus borisovi* представлены только наземными гастроподами и свидетельствуют о сокращении позднемиоценового Палеозайсана под влиянием растущей аридизации. Об иссушении и похолодании климата позволяют судить и совместно встречающиеся сухопутные черепахи, возросшая роль в растительных ценозах ксерофильных травянистых растений, сокращение лесов и развитие степей (Борисов и др., 1982).

Всё сказанное позволяет сделать следующие выводы:

1. Ведущим фактором в изменении комплексов пресноводных моллюсков являлся климат, влияние которого было опосредованным, но очень существенным. На фоне теплого гумидного климата уже в эоцене проявляется нарастающая аридизация, значительно отчетливее сказавшаяся на олигоценовой фауне.

2. Циклическое чередование фаз увлажнения и увеличивающихся фаз иссушения и похолодания способствовало смене состава моллюсков. Наиболее резкая смена наблюдается на следующих рубежах:

- а) кровля экозоны *Zaisanunio clinatus* (возможная граница палеоцена и эоцена);
- б) кровля экозоны *Rectidens asiaticus* (наиболее вероятная граница эоцена и олигоцена). Эта граница выражена особенно резко;
- в) кровля экозоны *Margaritifera martinsoni* (принятая граница олигоцена и миоцена).

3. Общие тенденции изменения пресноводных и морских комплексов малакофауны совпадают. В эпиконтинентальном море на территории Казахстана и Средней Азии в палеоцене и эоцене обитали тропические и субтропические моллюски (Коробков, 1946; Толстикова, 1967), а в олигоцене — теплоумеренные (Коробков, 1946).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Борисов Б. А. Стратиграфия верхнего мела и палеоген-неогена Зайсанской впадины. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Л., Недра, 1963, с. 11—75.
- Борисов Б. А., Панова Л. А., Толстикова Н. В., Кянсен-Ромашкина Н. П., Ильинская И. А., Шевырева Н. С., Чхиквадзе В. М. Комплексное использование палеонтологических данных при детальной корреляции континентальных палеоген — неогеновых отложений Казахстана и Средней Азии. — В кн.: Палеонтология и детальная стратиграфическая корреляция: Тез. докл. XXVIII сессии Всес. палеонтол. общ., ч. I, Ташкент, 1982, с. 11—12.
- Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, Наука, 1969, 166 с.
- Жадин В. И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. М.—Л., изд. АН СССР, 1952, 376 с.
- Коробков И. А. Материалы к истории нижнетретичной эпохи на территории СССР. — Вестн. ЛГУ, № 3, 1946, с. 22—31.

Лавров В. В. Отложения миоценового аральского горизонта и палеогеография Великого озерного этапа на равнинах и в межгорных впадинах. — В кн.: Великий озерный этап в неогеновой истории Зауралья. Л., изд. Геогр. общ. СССР, 1979, с. 5—34.

Ромашкина Н. П. Харовые водоросли. — В кн.: Палеолимнология Зайсана, Л., Наука, 1980, с. 97—124.

Старобогатов Я. И. Фауна моллюсков и зоогеографическое районирование континентальных водоемов земного шара. Л., Наука, 1970, 371 с.

Толстикова Н. В. Условия существования палеогеновых моллюсков на территории юго-восточной Туркмении. — Изв. АН ТуркССР, 1967, № 1, с. 84—95, № 2 — табл.

Толстикова Н. В. Моллюски древних озер Зайсанской впадины (Юго-Восточный Казахстан, мел, палеоген, миоцен). — В кн.: Ископаемые пресноводные моллюски и их значение для палеолимнологии. Л., Наука, 1976, с. 51—256.

Толстикова Н. В., Бадамгаров Д. Крышечки пресноводных гастропод из нижнего палеогена МНР и Юго-восточного Казахстана. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М., Наука, 1976, с. 145—150.

Толстикова Н. В. Моллюски. — В кн.: Палеолимнология Зайсана. Л., Наука, 1980, с. 69—88.

Чхиквадзе В. М. Третичные черепахи Зайсанской котловины. Тбилиси, Мецниереба, 1973, 100 с.

Modell H. Paläontologische und geologische Untersuchungen im Tertiär von Pakistan. 4. Die tertiären Najaden des Punjab und Vorderindiens. — Bayerische Acad. Wiss., Math.-Natur. Klasse. Abh., Neue Folge, 1969, H. 135, 49p.

#### CLIMATIC INFLUENCE ON PALAEO-LIMNOLOGICAL AND MALACOFUNA CHANGES IN CENOZOIC OF ZAISAN DEPRESSION

N. V. Tolstikova

#### SUMMARY

Modifications in limnological conditions of Cenozoic Palaeozaisan Lake have been established based on the changes in the assemblages of lacustrine molluscs. Climate was the most important factor there. Cyclic alteration of arid and humid phases during the general aridisation and cooling has resulted a change in malacofauna. The most marked change has been observed at the Eocene/Oligocene (Lattorf/Rupelian) boundary.



ИЗМЕНЕНИЕ КОМПЛЕКСОВ ОСТРАКОД  
НА РУБЕЖЕ ЭОЦЕНА И ОЛИГОЦЕНА

И. А. Николаева

Всесоюзный научно-исследовательский геологический институт  
(ВСЕГЕИ), Ленинград

При рассмотрении смены биоты на рубеже эоцена и олигоцена остракоды могут представлять существенный интерес. Практически эта группа эврифаціальная; эоценовые и олигоценовые остракоды распространены как в морских (включая глубоководные), так и в континентальных отложениях. На территории СССР остракоды изучаются из морских эоцен-олигоценовых отложений Украины, Крыма, Предкавказья и Закавказья, Арало-Тургайской области и Средней Азии; континентальные остракоды этого возраста известны на территории Казахстана.

О существовании глубоководных остракод мы знаем благодаря работам Р. Бенсона (Benson, 1975), изучавшего их по материалам глубоководного бурения в центральной части Южной Атлантики. Высокая степень адаптации этой группы дает возможность использовать ее в качестве индикатора придонных условий; именно поэтому Бенсон направил свое внимание на изучение глубоководных комплексов остракод в связи с возникновением психросферы. По данным Бенсона фауна остракод, предшествовавшая этому рубежу, была таксономически разнообразной. Перестройка сообществ остракод началась в отрезке времени, соответствующем 14—17 зонам планктонных фораминифер (P14—P17), т. е. в пределах 41—37,5 млн. лет. В этом интервале отмечается постепенное обеднение таксономического состава остракод: исчезают (в данном регионе) представители родов *Cytherelloidea*, *Paleoabyssocythere*, *Atlanticythere*, *Trachyleberidea*, *Phacorhabdotus*, уменьшается видовое разнообразие родов *Rocaleberis*, *Bairdia*, *Cytherella*, *Cytheropteron*. Род *Agrenocythere* переходит эту границу, однако меняется его видовой состав. Доминировавшая в палеоцене и эоцене фауна уступает место более приспособленным к психросферным условиям представителям родов *Abyssocythere* и *Poseidonamicus*, появившимся уже в отрезке времени, соответствующем зоне 18 планктонных фораминифер (P18). Представители этих родов остракод имеют более тонкостенную, сильно укрепленную ретикуляцией раковину. Впервые отмечается появление в глубоководных условиях рода *Echinocythereis*. Исследования Бенсона имеют большое значение, однако изучение глубоководных остракод находится пока еще в начальной стадии.

Более длительную историю изучения имеют остракоды из пограничных эоцен-олигоценовых морских отложений, распространенных на континентах. Наибольший интерес представляет фауна, происходящая из стратотипических разрезов пограничных ярусов, и здесь в первую очередь нельзя обойти вниманием остракоды латторфского яруса. Как

известно, стратотип латторфского яруса, установленного в 1893 г. Ч. Майером-Эймаром по разрезу шахты Карл (Северо-Германская низменность, ГДР) ныне не существует, однако ископаемые органические остатки латторфа подвергаются всестороннему изучению до настоящего времени. Это возможно благодаря повторному изучению коллекции А. Кенена (как раковин моллюсков, так и микроископаемых, извлекаемых из их ядер), а также изучению других разрезов стратотипической области: Лерте, Хельмштедт, Бюнде. По сравнению с другими группами остракоды находятся в благоприятной ситуации: они были детально изучены непосредственно из стратотипа Е. Линенклаусом (Lienenklaus, 1894, 1900), а впоследствии Б. Моос (Moos, 1968, 1973). Кроме того, имеются данные Э. Пиченюк по остракодам слоев Шёневальд (центральная часть ГДР), сопоставляемых с латторфскими (Pietrzenuik, 1969).

Латторфские остракоды исключительно обильны и многообразны: комплекс насчитывает около 80 видов, принадлежащих в основном родам и подсемействам, распространенным в более древних эоценовых и палеоценовых отложениях. Характерно присутствие таких родов, как *Argilloecia*, *Eopaijenborchella*, *Phacorhadotus*, *Hazelina*, *Trachyleberidea*, *Trachyleberis*, являющихся обычными компонентами нормальносоленой морской эврибатальной фауны. Доминирующими являются представители *Trachyleberididae*\* и *Cytherideidae*. Наряду с ними появляются первые представители семейства *Hemicytheridae*, получившие развитие в более позднее время. Наличие большого количества групп, снабженных глазными устройствами, свидетельствует о небольшой глубине бассейна.

Нередко остракодологи, продолжая длительный спор стратиграфов о возрасте латторфа (эоценовом или олигоценовом) расходятся в возрастной оценке латторфских остракод. Тем не менее можно заметить, что в одном пункте их данные совпадают: латторфские остракоды тесно связаны с более древними, эоценовыми комплексами, а остракоды более молодых отложений характеризуются резким сокращением родового и видового разнообразия; из латторфского яруса переходят лишь единичные виды. Доминирующим становится семейство *Cytherideidae*.

Интересно сравнить данные по изучению латторфских остракод и остракод приабонского яруса, отнесение которого к верхнему эоцену является общепризнанным (Stratotypes..., 1981). Приабонский ярус был установлен в 1893 г. А. Лаппараном и Е. Мюнье-Шальма по разрезу Приабоны в Северной Италии, а впоследствии обоснован зональным расчленением по планктонным микроорганизмам (Colloque eocene, 1969). Изучение остракод приабонского яруса и вышележащих отложений было предпринято Ф. Асколи по разрезам Посаньо и Брендоло (Ascoli, 1969). Приабонский комплекс представлен более чем 50 видами остракод, основную часть которых составляют обитатели моря с нормальной соленостью (представители родов *Bairdia*, *Bythocypris*, *Argilloecia*, *Paracypris*, *Trachyleberis*, *Occultocythereis*, *Hazelina*, *Eopaijenborchella*, относящихся к семействам *Bairdiidae*, *Cyprididae*, *Paracyprididae*, *Trachyleberididae*, *Cytheruridae*). Наряду с этими группами в заметном количестве появляются представители семейства *Hemicytheridae*. И в латторфском, и в приабонском комплексах остракод присутствуют роды *Argilloecia*, *Eopaijenborchella*, *Trachyleberidea*, *Trachyleberis*, не переходящие верхней границы ярусов; в обоих комплексах появляются также представители семейства *Hemicytheridae*.

\* Здесь и далее автор пользуется систематизацией семейств и подсемейств остракод, принятой в *Treatise on Invertebrate Paleontology* (1961).



Граница эоцена и олигоцена в итальянских разрезах не охарактеризована, однако вышележащие отложения среднего олигоцена содержат менее разнообразный комплекс остракод, состоящий из 16 видов, причем 8 из них перешли границу эоцена и олигоцена. Судя по тому, что в составе этого комплекса почти совершенно отсутствуют реликты глубоководной морской фауны, олигоценый бассейн был более мелководным, однако соленость бассейна, по-видимому, не испытала существенных изменений, о чем свидетельствует массовое скопление Bairdiidae.

Остракоды пограничных слоев эоцена и олигоцена хорошо изучены в Бельгийском бассейне. Здесь они описаны А. Кеем из стратотипической местности олигоценых ярусов — тонгрского, установленного А. Орбиньи в 1852 г., и рюпельского, установленного А. Дюмоном в 1849 г. (Keij, 1957). Состав эоценовых комплексов остракод песков Веммеля и глин Аши таксономически разнообразен. Остракоды тонгрского яруса представляют собой сильно обедненный комплекс и имеют в своем составе только два эоценовых вида. Большая часть тонгрских форм присутствует в рюпельском ярусе и вышележащих отложениях. По составу остракод А. Кей определяет несколько более пониженную соленость тонгрского бассейна по сравнению с более древним эоценовым.

В рюпельском ярусе остракоды присутствуют стабильно, однако наиболее богаты остракодами слои с *Nucula comta* (Клейн Шпаувен). Комплекс насчитывает около 30 видов, он многочисленнее тонгрского, но менее разнообразен, чем эоценовые ассоциации; 5 видов перешли из тонгра. Кей определяет эту фауну как фауну открытого залива, где соленость время от времени могла понижаться. Олигоценые остракоды Бельгии в целом, по заключению этого исследователя, являются фауной морского происхождения, способной переносить некоторое понижение солености. Количество видов ограничено. Доминирующим является семейство Cytherideidae. Нигде не были встречены реликты глубоководной и эврибатальной морской фауны, распространенной в эоцене.

Остракоды Англо-Парижского бассейна наиболее полно изучены М. Кином (Keen, 1972—1979). По его данным ассоциация остракод латторфского типа содержится в морском прослое Брокенхурст, залегающем в средней части гедонской лагунно-континентальной толщи. Однако ввиду сильного расхождения фациальных обстановок Северо-Германского и Англо-Парижского бассейнов, Кин не считает возможными уверенную корреляцию и использование латторфского яруса в английской шкале палеогена.

На территории СССР одним из первых изучен разрез Ферганской котловины. Здесь М. И. Мандельштамом (1959) были описаны остракоды ханабадского и сумсарского горизонтов; было установлено, что по видовому составу комплексы остракод этих горизонтов близки между собой, возрастная же датировка определялась по схеме О. С. Вялова как нижний олигоцен. Очень много сделано для изучения остракод палеогена Украины В. Г. Шереметой (1969); он придавал большое значение фациальному анализу комплексов остракод при корреляции отложений. По его данным, остракоды мандриковских слоев (пограничных слоев эоцена и олигоцена, спор о датировке которых имеет на Украине также очень длительную историю) могут быть сопоставлены с латторфскими и отнесены по возрасту к позднему эоцену (Шеремета, 1969).

Фактические данные, полученные автором настоящей статьи, в основном касаются остракод Крыма, Причерноморской впадины и Арало-Тургайской области (Николаева, 1982). В верхнеэоценовых

и олигоценых отложениях этой обширной территории устанавливаются три разнотипных комплекса остракод: белоглинский и чеганский (по мнению автора, одновозрастные) и комплекс остракод рюпельского типа — однородный для всей территории.

Чеганский комплекс остракод установлен в чеганском горизонте Арало-Тургайской области и подробно описан автором ранее (Николаева, 1978); белоглинский характеризует белоглинский горизонт Крымско-Кавказской области (Шеремета, 1969; Николаева, 1978). Чеганский комплекс остракод (относительно мелководный) и белоглинский (относительно глубоководный) довольно различны между собой, но сопоставляются при помощи промежуточных разрезов (мыс Ак-Тумсук, Северное Ставрополье), совпадающим стадиям развития рода *Echinocythereis* и наличию некоторых общих видов: *Argilloecia ramphasta* Bold, *Pterygocythereis cornuta* (Roemer), *Eucytherura dentata* (Lienenkl.), *Eopaijenborchella scissa* (Chochl.), *Echinocythereis praebaensis* (Ros.) и др.

Чеганский комплекс отличается прекрасной сохранностью раковин, таксономическим разнообразием на уровне подсемейств, родов и видов (более 60), а также обилием экземпляров каждого вида.

Наибольшее количество общих видов чеганская свита имеет с ханабадским комплексом Ферганы — 18 видов. По родовому составу чеганский комплекс остракод близок к латторфскому, однако имеются и отличия, но они имеют унаследованный от более древних отложений эоцена характер. Количество общих видов не превышает 16%. Ряд видов (8 или 9 из 63) встречается в олигоценых отложениях, но в общем составе комплекса заметно преобладают эоценовые элементы. Встречаются реликты более глубоководных эврибатальных групп: *Pontocypris*, *Argilloecia*.

Остракоды вышележащих ащеайрыкских отложений отличаются резким обеднением в систематическом и количественном отношении. С увеличением роли семейства Cytherideidae появляются первые представители рода *Cuneocythere*.

В Крыму и Причерноморской впадине позднеэоценовые остракоды белоглинского горизонта немногочисленны, большая часть видов перешла из нижележащих отложений, к ним относятся *Argilloecia corniculata* Nikol., *Occultocythereis monsmirabilis* Apost., *Krithe bartonensis* (Jones), *Eucytherura dentata* (Lienenkl.) и др. В верхней части горизонта появляются виды, общие с латторфскими и шёневальдскими остракодами. Характерными для этой части разреза являются *Trachyleberis spinosa* (Lienenk.) и *Hazelina nedlitzensis* Pietr.

Наиболее полный разрез пограничных эоцен-олигоценых отложений в Крыму находится на горе Кызыл-Джар. Здесь выше белоглинского горизонта залегают отложения кызылджарского горизонта, относящегося уже к олигоцену. Первые метры кызылджарских отложений содержат остракод. Выше присутствуют остракоды, которые по систематическому составу близки к остракодам ащеайрыкской свиты Арало-Тургайской области и сопоставляются с остракодами рюпельского яруса. Здесь не были встречены представители родов *Argilloecia*, *Hazelina*, *Trachyleberidea*, *Eopaijenborchella*, *Occultocythereis*, распространенные в нижележащих отложениях эоцена; характерным видом является *Cuneocythere marginata* (Bosq.).

В Крымских разрезах в процессе обработки Бахчисарайских скважин оказалось возможным выявить соотношение слоев по остракодам с зонами по наннопланктону (Николаева, 1978; Андреева-Григорович, 1980). По многим разрезам достоверно устанавливается, что слои с *Trachyleberis spinosa* и *Hazelina nedlitzensis* соответствуют зоне *Sphenolithus pseudoradians* (NP 20). С некоторой долей условности,



Комплексы остракод из пограничных эоцен-олигоценовых отложений в стратотипах европейских ярусов и некоторых разрезах юга СССР

| Центральная часть Северо-Германской низменности (ГДР, ФРГ)  | Северная Италия, Посаньо, Брендола  | Бельгия  | Причерноморская впадина, Крым   | Арало-Тургайская область  | Ферганская котловина      |
|---|---|--|---|---|---------------------------|
| Lienenklaus, 1894, 1900 Moos, 1968, 1973  | Ascoli, 1969  | Keij, 1957   | Николаева, 1978, 1982   | Николаева, 1978, 1982   | Мандельштам, 1959         |
| латторфский ярус<br>Argilloecia laevis<br>Aulocytheridea faboides<br>Hornibrookella anna<br>Trachyleberidea posteroacuta<br>Hazelina indigena<br>Trachyleberis spinosa<br>Leguminocytheris striatopunctata<br>Eopaijenborchella tricostrata | Cytherella beyrichi<br>Bairdia crebra<br>Bairdia subdeltoidea<br>Bairdia succinata<br>Eucytherura dentata<br>Krithe bartonensis<br>?Occultocytheris aff. monsmirabilis<br>?Eopaijenborchella lomata | слон Боом, Клийн-Шлаувен, Берг<br>Cuneocythera marginata<br>Leguminocytheris scrobiculata<br>Cytheropteron stenmanni<br>Hemicytherideis helvetica<br>слон Ботрсем, Ени, Ауд-Бизен<br>Cytheridea pernota<br>Hemicyprideis helvetica<br>Cytheromorpha zindorfi | кызылджарский горизонт<br>Cytherella beyrichi<br>Cuneocythera marginata<br>Echinocytheris hirsuta<br>Cytheretta michailovi<br>Cytheropteron stenmanni<br>Cytheridea pernota | ашейрыкская свита<br>Cuneocythera marginata<br>Echinocytheris hirsuta<br>Cytheretta michailovi<br>Cytheropteron stenmanni<br>Cytheridea pernota |                           |
| нижний олигоцен   | средний олигоцен  | топекский ярус   | олигоцен  | олигоцен  |                           |
| нижний олигоцен   |   | топекский ярус   | олигоцен  | олигоцен  | континентальные отложения |

| Центральная часть Северо-Германской низменности (ГДР, ФРГ)  | Северная Италия, Посаньо, Брендола  | Бельгия    | Причерноморская впадина, Крым  | Арало-Тургайская область   | Ферганская котловина   |
|---|---|------------|--|--|--|
| Lienenklaus, 1894, 1900 Moos, 1968, 1973  | Ascoli, 1969  | Keij, 1957 | Николаева, 1978, 1982  | Николаева, 1978, 1982  | Мандельштам, 1959  |
| латторфский ярус<br>Argilloecia laevis<br>Aulocytheridea faboides<br>Hornibrookella anna<br>Trachyleberidea posteroacuta<br>Hazelina indigena<br>Trachyleberis spinosa<br>Leguminocytheris striatopunctata<br>Eopaijenborchella tricostrata | приабонский ярус<br>Argilloecia sp.<br>Bythocypris arcuata<br>Quadracythera ex gr. macro-pora<br>Agrenocythera hazelae<br>Trachyleberis aff. horrescens<br>Trachyleberidea prestwichiana<br>Eopaijenborchella lomata<br>Eucytherura dentata<br>Occultocytheris aff. monsmirabilis |            | белоглинский горизонт<br>Argilloecia corniculata<br>Cushmanidea barbarica<br>Krithe bartonensis<br>Hazelina nedlitzensis<br>Trachyleberis spinosa<br>Occultocytheris monsmirabilis<br>Echinocytheris praebansis<br>Pterygocythera cornuta<br>Eopaijenborchella scissa<br>Eucytherura dentata | чаганская свита<br>Argilloecia ramphasta<br>Clithrocytheridea innae<br>Echinocytheris praebansis<br>Echinocytheris spongiosa<br>Eopaijenborchella scissa<br>Schizocythera appendiculata<br>Eucytherura dentata<br>Pterygocythera cornuta | сумсарский, ханабадский горизонты<br>Cytherelloidea probata<br>Pontocypris micans<br>Clithrocytheridea innae<br>Ovocytheridea khanabadensis<br>Pterygocythera cornuta<br>Echinocytheris ferganensis<br>Eopaijenborchella tricostrata |
| нижний олигоцен   | верхний эоцен   |            | верхний эоцен  | верхний эоцен  |  |
| нижний олигоцен   |   |            | верхний эоцен  | верхний эоцен  |  |



можно считать, что нижняя часть слоев с *Cuneocythere marginata* отвечает зоне *Ericsonia subdisticha* (NP 21). В последнем случае более точной датировке границ препятствуют некоторые разногласия среди специалистов по наннопланктону по поводу объема зоны NP 21. К сожалению, до настоящего времени остаются очень слабо изученными остракоды континентальных отложений. По-видимому, можно считать признаком олигоценовой континентальной фауны массовое расселение рода *Kassinia* и появление в континентальных отложениях представителей рода *Hemicypriideis* (Николаева, 1978).

Рассмотрим выводы, которые могут быть сделаны на основании изложенного материала по морским остракодам.

В развитии остракод в конце эоцена и начале олигоцена прослеживается отчетливый рубеж. Он повсеместно проявляется в исчезновении многих существовавших на протяжении палеоцена и всего эоцена групп остракод. Судя по данным Р. Бенсона, в океанических отложениях это исчезновение имеет постепенный характер.

В эпиконтинентальных отложениях перестройка комплексов остракод проявляется более резко. Во всех перечисленных разрезах исчезают представители родов *Argilloecia*, *Trachyleberis*, *Trachyleberidea*, *Hazelina*, *Eorapjanborchella*. Граница «исчезновения» для первых двух родов несколько условна, так как имеются в виду не пределы существования в мировом океаническом бассейне, а пределы существования на рассматриваемых территориях. Эта граница соответствует кровле латторфского и приабонского ярусов Западной Европы и белоглинского, чеганского и сумсарского горизонтов Крымско-Кавказской, Арало-Тургайской и Среднеазиатской областей (см. таблицу). Комплексы остракод перечисленных ярусов дифференцированы по площади.

Более молодая фауна остракод характеризуется обедненным систематическим составом, повсеместно исчезают реликты глубоководной нормально-соленой морской фауны. За исключением территории Северной Италии, повсеместно в других перечисленных регионах появляются представители родов, способных переносить понижение солености. К последним относятся в первую очередь представители семейства Cytherideidae. Комплекс остракод этого типа слабо дифференцирован по площади, и в целом его можно определить как комплекс остракод рупельского типа. Этот комплекс характеризует кызылджарский горизонт Причерноморской впадины и Крыма и ащеайрыкскую свиту Северного Приаралья. Остракоды рупельского типа присутствуют также в узунбасской и куюлусской свитах Мангышлака и в нижнесырыбатырской подсвите Узбекистана.

Не исключено, что смена комплексов остракод в пределах рассматриваемых областей не была строго одновременной, однако тип олигоценовой фауны формировался достаточно направленно. По отношению к эоценовым остракодам — это несомненно более угнетенная фауна. Пока еще трудно судить о причинах, вызвавших такое изменение фауны. Это могло быть и похолодание, и, в ряде случаев, понижение солености, начавшееся в связи с формированием Паратетиса, но, вероятнее всего, изменение фауны было вызвано комплексом различных причин.

## ЛИТЕРАТУРА

- Андреева-Григорович А. С. Зональное деление палеогеновых отложений Бахчисарая по наннопланктону. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, изд. ДГУ, 1980, с. 52—60.
- Мандельштам М. И. Остракоды из отложений палеогена Средней Азии. — Тр. ВНИГРИ, 1959, вып. 136, с. 442—543.
- Николаева И. А. Палеогеновые и неогеновые остракоды Тургайского прогиба и Северного Приаралья / ВСЕГЕИ. М., 1978, 187 с. Деп. в ВИНТИ 20.11.78, № 3532.
- Николаева И. А. Остракоды нижнего и среднего палеогена бахчисарайского стратотипического разреза. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, изд. ДГУ, 1978, вып. 2, с. 60—68.
- Николаева И. А. Применение остракод для зонального деления палеогена. — В кн.: Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, изд. ДГУ, 1982, с. 45—50.
- Шеремета В. Г. Остракоды палеогена Украины. Львов, изд. ЛГУ, 1969, 274 с.
- Ascoli F. First data on the ostracod biostratigraphy of the Possagno and Brendola sections (Paleogene, NE Italy). — Mem. B.R.G.M. Paris, 1969, N 69, p. 61—72.
- Benson R. H. The origin of the psychrosphere as recorded in changes of deep-sea ostracode assemblages. — *Lethaia*, 1975, vol. 8, N 1, p. 69—83.
- Colloque sur l'Eocène, Paris, Mai, 1968, vol. III, Mem. B.R.G.M., 1969, N 69, Paris, 471 p.
- Keen M. C. The Tertiary. — Paleogene. — In.: A stratigraphical index of British Ostracoda. — *Geol. Journ.*, 1978, vol. 8, p. 385—450.
- Keij A. J. Eocene and Oligocene ostracoda of Belgium. — *Mem. Inst. Roy. Scienc. Natur., Belg.*, 1957, Mem. N 136, 210 p.
- Lienenklaus E. Monographie der Ostracoden des nordwestdeutschen Tertiärs. — *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 1894, Bd. 46, S. 158—268.
- Lienenklaus E. Die Tertiär-Ostracoden des mittleren Norddeutschlands. — *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 1900, Bd. 52, S. 497—550.
- Moos B. Zur Ostracoden-Fauna (Grust.) des Unteroligozäns von Lattorf. — *Geol. Jahrb.*, 1968, Bd. 87, S. 1—40.
- Moos B. Ostracoden des norddeutschen Eozän und einige Arten aus dem Oligozän. — *Geol. Jahrb.*, R.A., 1973, H. 6, S. 83—95.
- Pietrzeniuk E. Taxonomische und biostratigraphische Untersuchungen an Ostracoden des Eozän 5 in Norden der Deutschen Demokratischen Republik. — *Paleontol. Abhandl., Abt. A*, 1969, Bd. IV, H. 1, 140 S.
- Stratotypes of Paleogene stages. — *Bul. Inf. Geol. Bass. Paris. Mem. hors*, 1981, N 2, p. 301.
- Treatise on Invertebrate Paleontology. Part Q, Arthropoda, Crustacea, Ostracoda. Kansas Univ. Kansas Press, 1961, 442 p.

## OSTRACODA ASSEMBLAGES CHANGES AT EOCENE/OLIGOCENE BOUNDARY

I. A. Nikolaeva

### SUMMARY

A distinct boundary is observable in the evolution of Ostracoda by the end of Eocene/beginning of Oligocene. Numerous Ostracoda groups which had existed in Palaeocene and Eocene became extinct. These extinctions were proceeding gradually in the oceanic deposits, while in the epicontinental ones they are sudden. This boundary corresponds to the top of Lattorfian and of Priabonian in Western Europe; of Beloglinskian, Cheganian, and Sumsarian in the Crimean-Caucasian, Aralo-Turgaiian and Central-Asian provinces. New Ostracoda fauna was poorer in species; relies of deep-water fauna of normal salinity disappeared. There appeared the genera capable to sustain a low salinity. This fauna (Rupelian type ostracoda assemblage) is typical of Kyzyljarian in the Pontic depression; Asheayrykian in the northern Aral area; Uzunbasian and Kuyulussian in Mingyshlak and Low-Sarybashian in Uzbekistan.



## О ВОЗРАСТЕ ГЛУБОКОВОДНОЙ ДОННОЙ ФАУНЫ АНТАРКТИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

А. Н. Миронов

Институт океанологии АН СССР, Москва

Дискуссия о возрасте глубоководной донной фауны продолжается уже более века. Наиболее полные обзоры существующих мнений даны в работах Мензиса, Имбри (Menzies, Imbrie, 1958) и Беляева (1974, 1977). Поскольку нет достоверных палеонтологических данных о глубоководной донной макрофауне, продолжительность обитания определенных групп животных в абиссали всегда определялась по косвенным показателям. Из биологических показателей наиболее широко привлекались следующие четыре: время существования таксонов высокого ранга, к которым относятся глубоководные группы (палеонтологические данные по мелководной фауне); наличие примитивных или специализированных черт в морфологии глубоководных животных; характер распределения видов по вертикали в отдельных систематических группах и степень их таксономической обособленности (чем выше ранг преимущественно глубоководного таксона, тем больше времени потребовалось для его обособления). Отсутствие достоверных сведений о темпах эволюции в различных систематических группах, в разное геологическое время, на разных глубинах привело к весьма произвольной оценке продолжительности обитания в абиссали одних и тех же групп, от палеозоя до позднего кайнозоя.

К 70-м годам спор о времени проникновения донных животных в океанические глубины свелся, по существу, к двум вопросам: о соотношении древних (архаичных) и молодых форм и стабильности условий обитания в абиссали в течение кайнозоя (Бирштейн, 1971; Зенкевич, Бирштейн, 1961; Bruun, Wolff, 1961; Menzies, Imbrie, 1958, 1961; Зенкевич, 1971; Беляев, 1974, 1977; Briggs, 1974).

Андрияшев (1953) предложил делить глубоководную ихтиофауну на древнеглубоководные и вторичноглубоководные формы. Под древнеглубоководными (= первичноглубоководными) формами понимаются морские животные, характеризующиеся глубокой специализацией к жизни на глубинах и принадлежащие к преимущественно глубоководным таксонам высокого ранга, с древних времен приуроченным к глубоководным зонам (Андрияшев, 1953; Виноградова, 1969; Беляев, 1977). При обсуждении истории формирования глубоководной фауны часто возникает необходимость в термине, обозначающем только вертикальную зону возникновения конкретного таксона. В дальнейшем мы используем термины «первичноглубоководный (первичноабиссальный) таксон» и «вторичноглубоководный таксон», обозначая ими только вертикальную зону возникновения таксонов, независимо от их ранга, возраста, характера вертикального распределения и степени морфологической специализации. К первой группе мы относим таксоны, сфор-

мировавшиеся в глубоководных зонах, ко второй — на мелководье и затем проникшие в океанические глубины.

Мензис и Имбри (Menzies, Imbrie, 1958) показали, что по мере увеличения глубины обитания уменьшается средний геологический возраст родов. Зенкевич и Бирштейн (1961) считали, что отсутствие патентуется об их молодости и обусловлено как неблагоприятными условиями для захоронения на глубинах, так и недоступностью для изучения глубоководных отложений. Об архаичности глубоководных таксонов Зенкевич и Бирштейн судили по возрасту наиболее близких родственников групп, представленных на мелководье, т.е. по времени появления семейств, отрядов или классов, к которым относятся глубоководные животные. Согласно проведенным ими подсчетам, в абиссальной фауне архаичные формы составляют приблизительно 16%, среди населения шельфа — 0,00005%.

Опуская рассмотрение достоинств или недостатков того или иного подхода в оценке «древности» современных групп животных, отметим лишь, что общепризнанным в настоящее время можно считать только положение о разновозрастном (в геологическом смысле) составе донной фауны абиссали и что определение «древний» в применении к современным таксонам разного ранга требует уточнения.

Что касается спора по второму вопросу, то полученные к настоящему времени данные по палеоокеанологии убедительно свидетельствуют о значительных изменениях условий глубоководного обитания, совершившихся в кайнозое. В конце мезозоя и начале кайнозоя океан характеризовался слабой вертикальной циркуляцией, определяемой в основном изменениями солености при испарении воды; температура глубинных вод была значительно более высокой, чем в настоящее время; глубоководная донная фауна обитала в условиях острого дефицита кислорода, были широко распространены условия стагнации — сероводородного заражения придонных вод (Schlanger, Jenkyns, 1976; Лисицын, 1980). Согласно результатам исследований морских отложений, проведенных на судне «Гломар Челленджер» по программе глубоководного бурения, в олигоцене и миоцене значительно снизилась температура глубинных вод и повысилось содержание кислорода в них. С начала миоцена наблюдаются также максимальные за последние 150 млн. лет скорости осадконакопления. Процессы биогенной седиментации приобретают четко выраженный зональный характер, появляются глобальные пояса осадконакопления в тропической и умеренных широтах. Эти изменения были обусловлены возникновением в олигоцене новой кайнозойской системы вертикальной циркуляции, характеризующейся опусканием холодных вод в Антарктиде и их распространением в котловины всех океанов (Kennett, 1977; Монин, Шишков, 1979; Левитан, Богданов, 1980; Лисицын, 1980; Квасов, Чаликов, Вербицкий, 1982; Ciesielski, Ledbetter, Ellwood, 1982). Возникновению кайнозойской системы циркуляции предшествовал период похолодания в южных, антарктических районах. В северных широтах похолодание достигло значительного развития приблизительно на 10 млн. лет позже (Борзенкова, 1981).

Сравнительно недавно получены также данные, свидетельствующие о возникновении многих абиссальных таксонов в глубинах Антарктики. Антарктическое происхождение обосновано для равноногих ракообразных *Antarcturus*, *Eurycope*, *Haplomiscus*, *Iliarachna*, *Storthingura*, голотурий семейства *Elpidiidae*, морских ежей семейств *Pourtalesiidae*, *Urechinidae*, *Cidaridae*, морских звезд *Freyella*, плеченогих *Macandrevia*, *Notorygmia*, донных мизид *Birsteiniamysis*, *Hansenomysis* (Бирштейн, 1963; George, Menzies, 1968; Беляев, 1971, 1975; Kussakin, 1973; Миро-

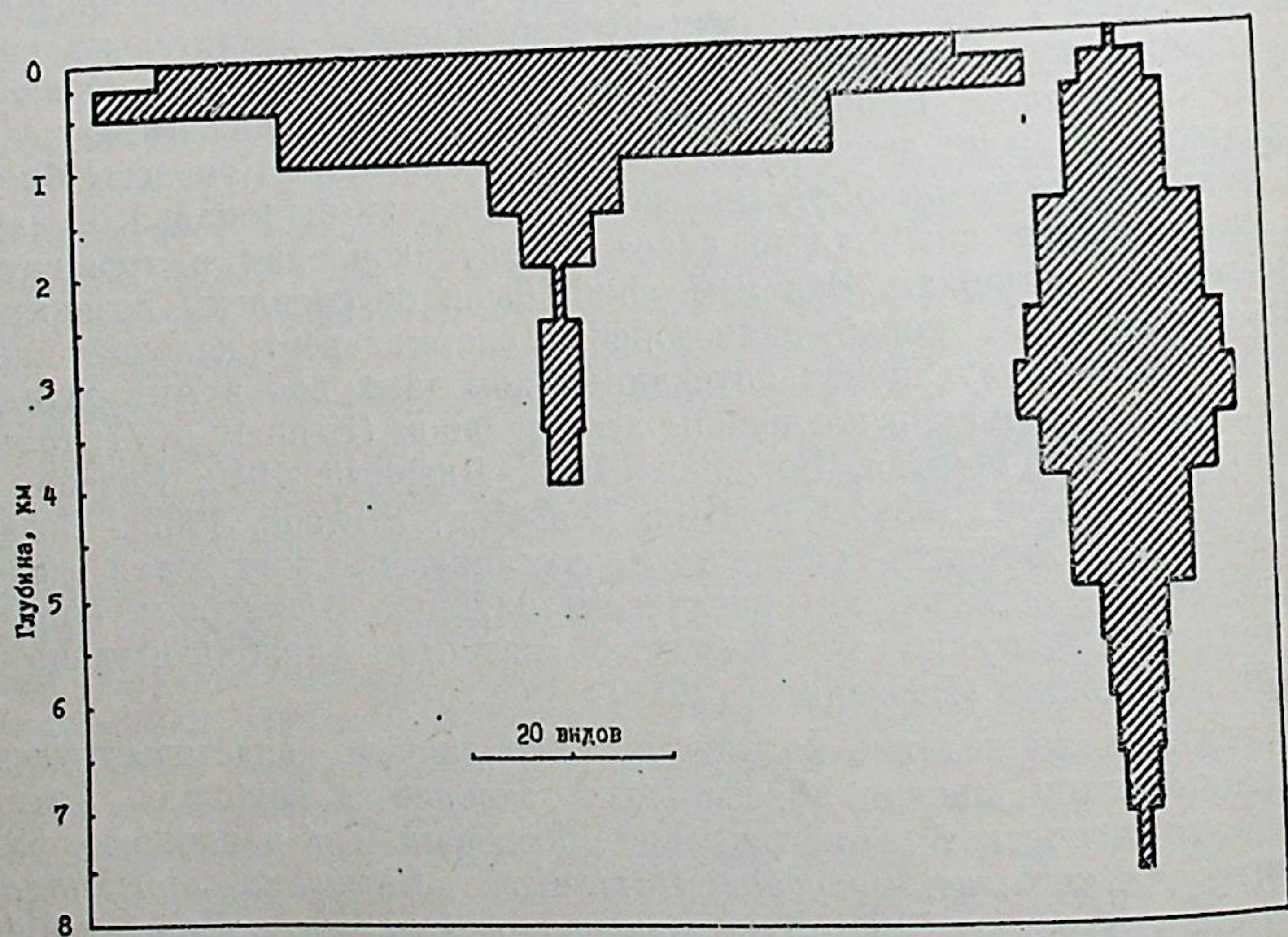


нов, 1973, 1980; Зезина, 1975; Чиндонова, 1981; Галкин, 1983; Гебрук, 1983). Характер географического распространения многих других глубоководных групп также говорит в пользу их формирования в антарктических глубинах (Миронов, 1982).

Таким образом, значительное число абиссальных таксонов появилось в районах наиболее ранних и интенсивных изменений условий глубоководного обитания. Это позволяет предполагать, что их формирование происходило в олигоцене или миоцене одновременно с развитием похолодания и возникновением кайнозойской системы циркуляции придонных вод.

Олигоценом, видимо, следует определять только максимальный возраст антарктической глубоководной фауны — возраст первичноглубоководных таксонов ранга рода и семейства. Обитание в абиссали Антарктики родов и видов, имеющих преимущественно мелководное распространение, вероятно, свидетельствует о довольно позднем (плиоценовом или плейстоценовом) проникновении их в антарктические глубины. Как было показано на примере морских ежей (Миронов, 1973, 1975) и изопод (Hessler, Thistle, 1975; Hessler, Wilson, Thistle, 1979), некоторые представители первичноабиссальных родов и семейств проникли из абиссали в батиналь и сублитораль (вторичномелководные зоны Антарктики близкородственных видов не всегда свидетельствует о малой продолжительности обитания животных в абиссали).

Примером различной продолжительности обитания в абиссали Антарктики могут послужить морские ежи отрядов Cidaroida и Holasteroida. Морские ежи обоих отрядов были широко распространены в мезозойских бассейнах. Антарктические цидароиды относятся к подсемейству Stenocidarinae, имеющему, как и отряд в целом, преимущественно мелководное распространение (см. рис.). Подсемейство произошло от южноавстралийских цидарид в среднем или позднем палеогене (Philip, 1964). В настоящее время распространение Steno-



Распределение по вертикали видов морских ежей, относящихся к двум вторичноглубоководным отрядам: Cidaroida (слева) и Holasteroida (справа).

cidarinae ограничено районами Антарктики и Субантарктики, лишь морские ежи наиболее глубоководного рода *Aporocidaris* известны за пределами южных широт. Из 8 родов ктеноцидарид в абиссали обнаружены 2 (*Notocidaris*, 100—3109 м и *Aporocidaris*, 100—3949 м), из 25 видов — 4. Морфологическая и вертикальная обособленность глубоководных видов цидарид Антарктики от мелководной фауны выражена настолько слабо (особенно видов рода *Notocidaris*), что здесь можно говорить лишь о довольно позднем (плиоценовом или плейстоценовом) проникновении в абиссаль.

Отряд Holasteroida имеет преимущественно абиссальное распространение (рис.). Антарктические холастероиды относятся к семействам Pourtalesiiidae и Urechinidae, известным только по современным представителям. Пурталезииды и урехиниды произошли от морских ежей семейства Holasteridae, достигшего расцвета в мелу, а в настоящее время представленного примитивными монотипическими родами *Stereopneustes* (250—907 м) и *Sternopatagus* (1920—2695 м), которые обитают в тропических и субтропических районах Западной Пацифики. Наиболее примитивные роды пурталезиид и урехинид (*Ceratophysa*, *Echinocrepis*, *Helgocystis*, *Pilematechinus*, *Spatagocystis*) являются эндемиками абиссали и имеют антарктическое происхождение (Миронов, 1980). Первичноабиссальными, видимо, являются оба семейства и все 13 родов пурталезиид и урехинид. Морские ежи наиболее молодых (в филогенетическом смысле) родов *Echinosigra*, *Plexechinus*, *Pourtalesia* и *Urechinus* проникли из абиссали в батиналь и сублитораль Антарктики. Ближайшие предки пурталезиид и урехинид обитали, скорее всего, не на мелководье Антарктики, а в сублиторали и батинали субтропической и тропической зон. Высокий ранг первичноабиссальных таксонов, высокая степень морфологической адаптации к обитанию в мягких илах, широкое расселение в абиссали Мирового океана позволяет предполагать довольно длительное обитание пурталезиид и урехинид в абиссали, начиная с олигоцене или миоцене.

Представители большинства первичноабиссальных антарктических родов широко расселились в Мировом океане. Сопоставление данных по филогении глубоководных групп с характером географического распространения отдельных родов и видов убедительно свидетельствует о значительных различиях во времени заселения антарктическими животными отдельных глубоководных районов (Миронов, 1982). Первоначально расселение происходило вдоль тихоокеанского побережья Америки до Северной Пацифики, а также в Карибский бассейн через пролив в районе Панамского перешейка. Позднее донные животные антарктического происхождения расселялись через западные районы Тихого и Атлантического океанов также до северных районов, а из Северной Атлантики многие антарктические роды проникли в Северный Ледовитый океан (из иглокожих, например, *Acanthotrochus*, *Bathycrinus*, *Elpidia*, *Kolga*, *Pourtalesia*). Североатлантическая глубоководная фауна антарктического происхождения имеет значительно более молодой облик, чем северотихоокеанская. Глубоководная фауна Арктики оказалась наиболее молодой.

Интересно, что в Арктике нет более древней абиссальной фауны, чем представители родов антарктического происхождения. Возможно, что более древняя автохтонная фауна арктических глубин полностью вымерла в результате резкого ухудшения условий обитания. Имеющиеся в настоящее время палеорекострукции гидрологического и ледового режима Арктического бассейна (Clark, 1982) предполагают возникновение крайне неблагоприятных условий глубоководного обитания в плиоцене или плейстоцене. Согласно одной из них (Hegman, Hopkins, 1980), в период от 2,7 до 0,7 млн. лет назад в Арктике устано-



вилась четко выраженная стратификация вод различной плотности и солености, снизились до минимума темпы вертикальной циркуляции и биологическая продуктивность поверхностных вод. По мнению Кейвина (Keigwin, 1982), в Северном Ледовитом океане существовала мощная ледовая шапка толщиной до 1300 м, которая объединяла ледниковые покровы Евразии и Северной Америки. Как справедливо отмечает Несис (1982), такой покров должен был полностью исключать возможность жизни в глубинах Арктики в периоды оледенений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Андряшев А. П. Древнеглубоководные и вторичноглубоководные формы рыб и их значение для зоогеографического анализа. — В кн.: Очерки по общим вопросам ихтиологии. М.—Л., изд-во АН СССР, 1953, с. 58—64.
- Беляев Г. М. Глубоководные голотурии рода *Elpidia*. — Тр. Ин-та океанол., 1971, т. 92, с. 326—367.
- Беляев Г. М. О возрасте глубоководной фауны океана и ультраабиссальной фауны желобов. — Бюл. МОИП, отд. биол., 1974, т. 79, вып. 5, с. 94—112.
- Беляев Г. М. Новые виды голотурий рода *Elpidia* из южной части Атлантического океана. — Тр. Ин-та океанол., 1975, т. 103, с. 259—280.
- Беляев Г. М. Пути формирования глубоководной фауны. — В кн.: Океанология. Биология океана, т. 1. М., Наука, 1977, с. 205—218.
- Борзенкова И. И. О глобальном тренде температуры в кайнозое. — Метеорология и гидрология, 1981, № 12, с. 25—35.
- Бирштейн Я. А. Глубоководные равноногие ракообразные северо-западной части Тихого океана. М., изд-во АН СССР, 1963.
- Бирштейн Я. А. Некоторые вопросы эволюции глубоководной фауны. — В кн.: История Мирового океана. М., Наука, 1971, с. 84—89.
- Виноградова Н. Г. Вертикальное распределение глубоководной донной фауны. — В кн.: Тихий океан. Биология Тихого океана. М., Наука, 1969, с. 129—153.
- Галкин С. В. Вертикальное и географическое распространение морских звезд рода *Freyella*. — В кн.: Сравнительная морфология, эволюция и распространение современных и вымерших иглокожих: Тез. докл. V Всесоюз. симпозиума по иглокожим. Львов, 1983, с. 12—13.
- Гебрук А. В. Вертикальное и географическое распространение глубоководных голотурий семейства Elpidiidae. — В кн.: Сравнительная морфология, эволюция и распространение современных и вымерших иглокожих: Тез. докл. V Всесоюз. симпозиума по иглокожим. Львов, 1983, с. 13—15.
- Зезина О. Н. Глубоководные брахиоподы из юго-восточной части Тихого океана и моря Скотия. — Тр. Ин-та океанол., 1975, т. 103, с. 247—258.
- Зенкевич Л. А. К вопросу о древности океана и его фауны. — В кн.: История Мирового океана. М., Наука, 1971, с. 77—83.
- Зенкевич Л. А., Бирштейн Я. А. О геологической древности глубоководной фауны. — Океанология, 1961, т. 1, вып. 1, с. 110—124.
- Квасов Д. Д., Чаликов Д. В., Вербицкий М. Я. Развитие Южного Кругового течения и оледенения Антарктики и Арктики — причины климатических революций в кайнозое. — В кн.: Матер. XI Конгресса ИНКВА. М., 1982, т. 3, с. 161—162.
- Левитан М. А., Богданов Ю. А. История биогенного кремнеаккумуляции. — В кн.: Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. М., Наука, 1980, с. 231—252.
- Лисицын А. П. Палеоокеанология. — В кн.: Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. М., Наука, 1980, с. 386—407.
- Миронов А. Н. Новый глубоководный вид морского ежа рода *Echinocrepis* и распространение семейства Pourtalesiidae (Echinoidea, Miridosternina). — Тр. Ин-та океанол., 1973, т. 91, с. 240—247.
- Миронов А. Н. Образ жизни пурталезидных морских ежей (Echinoidea, Pourtalesiidae). — Тр. Ин-та океанол., 1975, т. 103, с. 281—288.
- Миронов А. Н. Два пути формирования глубоководной фауны морских ежей. — Океанология, 1980, т. 20, вып. 4, с. 719—724.
- Миронов А. Н. Роль Антарктики в формировании глубоководной донной фауны Мирового океана. — Океанология, 1982, т. 22, вып. 3, с. 486—491.
- Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. Л., Гидрометеиздат, 1979, 235 с.
- Несис К. Н. Нерешенные вопросы кайнозойской истории морской шельфовой фауны Арктики. — В кн.: Биология шельфовых зон Мирового океана, ч. 2 (2 Всесоюз. конф. по морской биологии). Владивосток, 1982, с. 38—41.

Чиндогова Ю. Г. Новые данные о таксономической принадлежности некоторых глубоководных мизид (Mysidacea, Crustacea) и об их распределении в водах Мирового океана. — В кн.: Биология больших глубин Тихого океана. Владивосток, Наука, 1981, с. 22—31.

- Briggs J. C. Marine zoogeography. New-York-Toronto. McCraw-Hill Book Co., 1974, 475 p.
- Bruun A. F., Wolf T. Abyssal benthic organisms: nature, origin, distribution and influence on sedimentation. — Publ. Amer. Assoc. Advances Sci., 1961, N 67, Oceanography, p. 391—397.
- Ciesielski P. F., Ledbetter M. T., Ellwood B. B. The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing Bank. — Marine Geology, 1982, vol. 46, N 1/2, p. 1—51.
- Clark D. L. Origin, nature and world climate effect of Arctic ocean ice-cover. — Nature, 1982, vol. 300, N 5890, p. 321—325.
- George R. Y., Menzies R. I. Distribution and probable origin of the species in the deep-sea isopod genus *Storthingura*. — Crustaceana, vol. 15, pt. 2, p. 171—187.
- Herman Y., Hopkins D. M. Arctic oceanic climate in Late Cenozoic time. — Science, 1980, vol. 209, N 4456, p. 557—562.
- Hessler R. R., Thistle D. On the place of origin of deep-sea isopods. — Marine Biology, 1975, vol. 32, N 2, p. 157—165.
- Hessler R. R., Wilson Y. D., Thistle D. The deep-sea isopods: a biogeographic and phylogenetic overview. — Sarsia, 1979, vol. 64, N 1—2, p. 67—75.
- Keigwin L. D. An Arctic Ocean ice sheet in the Pleistocene? — Nature, 1982, vol. 296, N 5860, p. 808—809.
- Kennett J. P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum-Antarctic ocean and their impact on global paleoceanography. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 27, p. 3843—3860.
- Kussakin O. G. Peculiarities of the geographical and vertical distribution of marine isopods and the problem of deep-sea fauna origin. — Marine Biology, 1973, N 23, p. 19—34.
- Menzies R. J., George R. Y., Rome Y. T. Abyssal environment and ecology of the World Ocean. — New York, Wiley, 1973, 488 p.
- Menzies R. J., Imbrie J. On the antiquity of the deep-sea bottom fauna. — Oikos, 1958, vol. 9, fasc. 2, p. 192—201.
- Menzies R. J., Imbrie J., Heezen B. C. Further considerations regarding the antiquity of the abyssal fauna with the evidence for a changing abyssal environment. — Deep-Sea Res., vol. 8, N 2, p. 79—94.
- Philip G. M. The Tertiary echinoids of South-Eastern Australia. II. Cidaridae (2). — Proc. Ray. Soc. Vict., 1964, vol. 77, p. 433—474.
- Schlanger S. O., Jenkyns H. C. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. — Geologie en Mijnbouw, 1976, vol. 55, p. 179—184.

#### ON THE AGE OF DEEP-SEA BENTHOS FAUNA OF ANTARCTIC ORIGIN

A. N. Mironov

#### SUMMARY

A considerable number of deep-sea groups of benthos animals have evolved in the abyssal areas of the Antarctic, where the earliest and the most pronounced modifications in the benthic environment have occurred. Hence one may conclude that the emergence of numerous deep-sea taxa was accompanied by the progressing cooling in Oligocene and Miocene and by the establishment of the Cenozoic pattern of deep water circulation. Deep-sea genera of Antarctic origin spread broadly in the Ocean. North Atlantic fauna of the Antarctic origin is of a more recent outlook than the North-Pacific one. The deep-sea fauna of the Arctic is the most recent one.



## К ВОПРОСУ О ПЕРЕСТРОЙКЕ ФАУНЫ МЛЕКОПИТАЮЩИХ НА ГРАНИЦЕ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО МИОЦЕНА

Л. К. Габуня

Институт палеобиологии АН Грузинской ССР, Тбилиси

Принято считать, что в начале позднего миоцена в полосе древнего Средиземноморья и в прилегающих к ней областях имело место довольно резкое обновление фауны наземных млекопитающих. Однако до сих пор недостаточно изучены факторы и не установлено точно время этой перестройки фауны. Если не так давно смена на грани среднего и позднего миоцена виндобонской (или анхитериевой) фауны гиппарионовой всюду казалась геологически весьма быстрой, то за последнее время накопились сведения о существовании переходных комплексов, указывающих на явную преемственность этих фаун. Несколько изменилось, естественно, и наше представление о ходе этого процесса и его продолжительности.

Нам уже приходилось писать о том, что широкое распространение гиппарионовой фауны следует рассматривать как результат весьма продолжительного и сложного процесса коэволюции растительности суши и травоядных млекопитающих (Gабуня, Chochieva, 1982). Со второй половины среднего миоцена, по крайней мере, в полосе Паратетиса, явно наблюдается как сокращение систематического разнообразия вечнозеленых влажно-субтропических флор, так и увеличение роли мезофильных древесных пород и травянистых (Гладкова, 1956; Мицул, 1973), свидетельствующих о формировании лесо-луговых ландшафтов. С этими изменениями растительного покрова вполне согласуется появление в это время в составе анхитериевой фауны мезогипсодонтных бовин и некоторых других обитателей открытых пространств (Габуня, 1974). Можно думать, однако, что в конце среднего миоцена существовали уже и безлесные ландшафты — злаковые равнины, служившие основой существования для некоторых ранних представителей распространившейся позже гиппарионовой фауны. Развитие злаковых равнин в некоторой мере, вероятно, предвляло заселение их обитателями открытых пространств, и время, в течение которого происходило это заселение (а следовательно, и формирование гиппарионовых фаун) могло быть ощутимо даже геологически.

К сожалению, мы очень мало знаем о млекопитающих раннего сармата (или воляния) но, судя по отдельным находкам на Украине, а также некоторым данным по териофауне паннонского сармата, являющегося довольно точным эквивалентом воляния и низов бессарабия Черноморско-Каспийской области (см. таблицу), именно в это время анхитериевая фауна испытывала наиболее существенные изменения, приведшие в середине бессарабского века к возникновению и широкому расселению гиппарионового комплекса. В раннем сармате Украины отмечено присутствие таких характерных представителей гип-

Схема сопоставления основных стратиграфических подразделений паратетиса, южного миоцена и нижнего плиоцена Евразии и Африки

| Отдел<br>Млн.<br>лет | Восточный Паратетис                              | Центральный Паратетис            | Казахстан,<br>Средняя Азия               | Монголия,<br>Северо-<br>Восточный<br>Китай | Индия             | Африка                        | Средиземно-<br>морская<br>шкала | Шкала<br>континентального<br>неогена | «Эпохи»<br>(по<br>Мену) |
|----------------------|--|----------------------------------|--|--|-------------------|-------------------------------|---------------------------------|--------------------------------------|-------------------------|
| 6                    | ПОНТ<br>? Косякино<br>Мамай<br>? Базалеги        | Полгарди<br>ПОНТ<br>Хотван       | Калмакпай<br>Орток                       | Хиргис-Нур                                 | Док-Патан         | ЛОТАГАН<br>Мпесида<br>Лукеино | ЗАНКЛИЙ                         | РУСЦИНИЙ                             | 14                      |
| 7                    | МЕОТИС<br>Тудорово<br>Тараклия<br>Гребенки       | Айхкогель<br>Вёзендорф<br>Чаквар | Павлодар<br>В. Джуанарык<br>Н. Джуанарык | Алатан-Тэли<br>Паотэ                       | ---               | ---                           | МЕССИНИЙ                        | ТУРОЛИЙ                              | 13                      |
| 8                    | Херсон<br>Эльдар<br>Берислав                     | Вёзендорф<br>Чаквар              | В. Джуанарык<br>Н. Джуанарык             | В. Ошин                                    | Нагри             | ---                           | ТОРТОН                          | ---                                  | 12                      |
| 9                    | Варница<br>Бессарабий<br>Калфа<br>? Желтокаменка | Гайзельберг<br>Рудабания         | Ермак                                    | ---  | ---               | Бу-Ханифия                    | ---                             | ВАЛЛЕЗИЙ                             | 11                      |
| 10                   | САРМАТ<br>Вольный                                | Сопрон<br>САРМАТ<br>Горнах       | Сарыбулак                                | Н. Ошин                                    | Дауд-Хел<br>Чинжи | Патаниак                      | СЕРРАВА-<br>ЛИЙ                 | ---                                  | 10                      |
| 11                   | КОНКА<br>КАРАГАН<br>Корети                       | Найдорф-Зандберг<br>БАДЕНИЙ      | Ашут-Тасты                               | Тунг-Гур                                   | ---               | Бени-Мелал                    | ---                             | АСТАРАЦИЙ                            | 9                       |
| 12                   | ЧОКРАК<br>Беломечетская                          | Девинско-Нововеж                 | ---                                      | ---  | ---               | ---                           | ---                             | ---                                  | 8                       |
| 13                   | Ср. миоцен                                       | ---                              | ---                                      | ---  | ---               | ---                           | ---                             | ---                                  | 7                       |
| 14                   | ---  | ---                              | ---                                      | ---  | ---               | ---                           | ---                             | ---                                  | 6                       |
| 15                   | ---  | ---                              | ---                                      | ---  | ---               | ---                           | ---                             | ---                                  | ---                     |



парионовой фауны, как *Machairodus sp.* и *Aceratherium incisivum* Каур (Дуброво, Капелист, 1979). В сармате Венского бассейна встречаются не только относительно поздний *Protragocerus*, но и свойственные гиппарионовой фауне *Miotragocerus* и *Gazella*, а также *Deinotherium giganteum* Каур (Thenius, 1959), известный, кроме того, из раннего сармата Сербии (Petronievič, 1967). Достоверные находки *Hipparion* в раннем сармате не известны, но крайняя скудость сведений о наземных позвоночных вольтыния (как, впрочем, и начала бессарабия) не дают нам права утверждать, что в это время в полосе Паратетиса его еще не было. Надо полагать, что, по крайней мере, верхи паннонского сармата (мактровые слои) могли уже содержать остатки древнейших гиппарионов, так как низы бессарабия, явно отвечающие верхней части паннонского сармата, замещаются в некоторых районах Центрального Паратетиса низами паннона (Стеванович, 1978), которым в Венгрии соответствует рудабанийский *Hipparion* (Kretzoi, 1975). Впрочем, рудабанийский комплекс имеет весьма архаический облик, так как, наряду с *Hipparion* и *Deinotherium giganteum*, в его состав входят также представители анхитериевой фауны, как *Pliopithecus*, *Cotimus*, *Democracetodon*, *Microtracricetus*, *Amphilagus*, *Amphicyon*, *Sansanosmilus*, *Anchitherium*, *Conohyus* и др. (Kretzoi, 1957; Kretzoi, Pecs, 1979). Примечательно к тому же, что рудабанийскому этапу непосредственно предшествовал во времени, по-видимому, непродолжительный период резкого обеднения среднемиоценовых комплексов (монаций М. Кретцоя), характеризующийся появлением промежуточных форм между *Deinotherium laevius* и *D. giganteum*, между *Gomphotherium angustidens* и *G. longirostris* и некоторых других (Kretzoi, 1969). Вопреки мнению М. Кретцоя, принимающего этот монацкий комплекс за гиппарионовую фауну без *Hipparion* и плиоценовых иммигрантов, мы склонны относить его к поздней анхитериевой фауне, отвечающей верхам астарация шкалы континентального неогена (горизонт Анвиля), или зоне восьмой П. Мена (Mein, 1975; Fahlbusch, 1976).

Среди древнейших комплексов позднего миоцена Западного Средиземноморья, датируемых ранним валлезием, наибольший интерес представляет фауна Дуэ-ла-Фонтэн (бассейн Луары, Франция), которая по своему общему облику мало отличается от анхитериевого комплекса среднего миоцена. По данным Л. Жензбюра (Ginsburg, 1980), в ее состав входят *Pliopithecus cf. antiquus chantrei*, *Chalicomys jaegeri*, *Monosaulax minutus*, *Miopetaurista albanensis*, *Amphicyon major eppelsheimensis*, *Ursavus primaevus*, *Deinotherium sp.* (близкий по размерам к *D. laevius*), *Tapirus cf. priscus*, *Brachypotherium cf. brachypus*, *Anchitherium aurelianense* (крупный), *Hipparion primigenium*, *Albanohyus pigmeus*, *Listriodon splendens*, *Conohyus simorreense*, *Korynochoerus palaeochoerus*, *Dorcatherium cf. naue*, *Protragocerus chantrei* и др. Все эти виды, за исключением *H. primigenium*, характеризуют, скорее, анхитериевые фауны конца среднего миоцена, относимые обычно к позднему астарацию. Очевидно, *Hipparion* проник на территории Западной Европы раньше, чем его обычные спутники, оказавшись здесь сначала в окружении только членов анхитериевого комплекса. Тем не менее, можно все же думать, что фауна Дуэ-ла-Фонтэн отвечает во времени самому началу валлезия, когда в области Паратетиса уже сформировались переходные от среднего к позднему миоцену комплексы, сопоставляемые нами с низами бессарабия, или среднего сармата.

Обращаясь к материалу по древнейшим гиппарионовым фаунам Азии, мы не можем не заметить разницы, которая наблюдается между приблизительно одновозрастными комплексами южной и центральной частей этого континента.

Действительно, хотя комплекс млекопитающих из формации Нагри в Сиваликах и содержит два вида *Hipparion* (Moopen et al., 1978), его трудно назвать гиппарионовым, так как он состоит почти исключительно из представителей среднемиоценовой фауны, свойственных предшествующей нагри формации чинжи. Впрочем, имеются указания на первое появление *Hipparion* уже в верхах чинжи, в составе фауны Дауд-Хел (Hussain et al., 1977), что позволяет ставить вопрос о соответствии позднечинжской фауны Сиваликских холмов переходным комплексам от нижнего сармата и низов бессарабия Паратетиса к среднему бессарабию, а фауны из формации нагри — почти полностью сформировавшейся гиппарионовой фауне среднего бессарабия. Следует отметить, однако, что и более поздний, чем нагрыйский, докпатанский комплекс Индийского субконтинента, обычно сопоставляемый с гиппарионовой фауной типа мэотической (туролий шкалы континентального неогена), сохраняет архаические элементы, не свойственные типичной гиппарионовой фауне, а также некоторые черты своеобразия, свидетельствующие о явной биогеографической изоляции (Heintz, Brunet, 1982).

Появление форм, приспособленных к жизни в саваннах стациях, на территории Центральной Азии имело место несомненно раньше, чем в Южной, что объясняется, вероятно, более заметной аридизацией, наблюдаемой здесь во второй половине среднего миоцена (Жегалло, 1978). Уже самый ранний из известных комплексов с *Hipparion*, описанный из верхнеошинского горизонта Монголии, содержит таких характерных представителей гиппарионовой фауны, как *Tragocerus*, *Gazella*, *Oioceros*, *Palaeotragus* и др. (Девяткин, 1981). Однако верхнеошинскому комплексу, уверенно сопоставляемому по гиппарионам с нагрыйской фауной Сиваликов (Жегалло, там же), предшествовала в Монголии пока еще весьма слабо охарактеризованная нижнеошинская фауна, соединяющая в себе средне- и позднемиоценовые элементы (*Begertherium*, *Gazella*, *Struthio* и др.). Это явно переходная (от среднего к позднему миоцену) фауна, соответствующая по своему стратиграфическому положению даудхелской фауне чинжи. Отсутствие в ней гиппариона следует, скорее всего, отнести за счет неполноты имеющихся у нас сведений.

Хотя существенные изменения в составе среднемиоценовой фауны наземных млекопитающих, наблюдаемые в полосе Паратетиса в раннем сармате, прослеживаются как в Западном Средиземноморье, так и в Азии, у нас имеется достаточно оснований думать, что не всюду они были точно синхронными. Если в Паратетисе формирование гиппарионовой фауны, возможно, даже несколько предвораля проникновение сюда *Hipparion*, то первому появлению этого рода в Западной Европе не сопутствовали сколько-нибудь существенные изменения в составе фауны наземных млекопитающих. Надо думать, что во внутренних континентальных районах Центральной Азии перестройка среднемиоценовых комплексов, приведшая к возникновению гиппарионовой фауны, имела место раньше, чем в полосе Паратетиса, но в настоящее время это предположение не может быть в достаточной мере подкреплено фактами.

Что же касается Южной Азии, то здесь обновление фаун на границе среднего и позднего миоцена имело совершенно постепенный характер, и лишь гораздо позже (в эпоху, соответствующую черноморско-каспийскому мэотису) возникла фауна, близкая к гиппарионовой.

Все это не означает, однако, что распространение в Евразии самого *Hipparion* также нельзя рассматривать как геологически почти одновременное событие. Следует лишь отличать расселение первых гиппарионов, весьма вероятные высокие темпы которого мы отмечали не раз



(Габунья, 1959; Габунья, Рубинштейн, 1964; Gabunia, Rubinstein, 1974), от процесса формирования гиппарионовой фауны, не всюду имевшего одинаковую скорость и сходный характер.

Обновление на рубеже среднего и позднего миоцена наземных млекопитающих, обусловившее широкое расселение гиппарионовой фауны, по-видимому, происходило все же геологически быстро, о чем в достаточной мере свидетельствуют, в частности, данные по Восточному Паратетису. Действительно, в среднем сармате (точнее, к середине бессарабского века) здесь уже получила распространение вполне сформировавшаяся гиппарионовая фауна, о которой мы можем судить по комплексам из Калфы и Бужор (Лунгу, 1979). В ее состав входят *Anomalomys gaillardi*, *Megacricetodon* sp., *Eumaryon* sp., *Spermophilinus bradai*, *Progonomys cathalai*, *Eomellivoga* sp., *Ictitherium* sp., *Sansanosmilus piveteaui*, *Deinotherium giganteum*, *Choerolophodon pentelici*, *Hipparion primigenium*, *Aceratherium incisivum*, *Schizochocerus vallesinsis*, *Cervavitus bessarabiensis*, *Lagomeryx flerovi*, *Palaeotragus expectans*, *Miotragocerus pannoniae* и др.

Несмотря на некоторое сходство с поздневаллезийскими комплексами Западной Европы (например, Монредона, Массиа-дель-Барбо и др.), отдельные черты архаизма этой фауны позволяют говорить о ее соответствии, скорее, раннему валлезию (см. табл.). Однако такой относительно эволюированной гиппарионовой фауне не могли не предшествовать во времени еще более архаичные ее комплексы, и не исключено, что к их числу относится сообщество *Gomphotherium angustidens* — *Anchiterium* sp. — *Hipparion* sp. — *Dicrocerus* sp. — *Lagomeryx* sp., известное из среднего сармата Желтокаменки (Дуброво, Капеллист, 1979).

Примечательно, что если на большей части территории Восточного Паратетиса уже для первой половины среднего сармата было характерно сочетание лесных и безлесных ландшафтов, то в Центральном Паратетисе мезофильные древесные продолжали господствовать и на протяжении второй половины среднего сармата (ранний паннон), когда впервые распространилась в этой области гиппарионовая фауна. Этой консервативностью обстановки объясняется то, что в Центральном Паратетисе некоторые из сохранившихся во влажных станциях формы среднемиоценовой фауны сосуществовали здесь с ранними гиппарионами и их спутниками дольше, чем в Восточном Паратетисе.

Позднебессарабский этап истории гиппарионовой фауны Восточного Паратетиса пока еще недостаточно охарактеризован, но нельзя считать случайным появление в соответствующих ему комплексах Варницы и некоторых других местонахождений палеотрагуса, близкого к *P. expectans*, более стройных, чем *H. primigenium*, гиппарионов и страуса, а также почти полное исчезновение реликтов анхитериевой фауны: в разрезе отложений бессарабского яруса Варница занимает заметно более высокое положение, чем Калфа или Бужоры. В Центральном Паратетисе трудно указать фауну, которую можно было бы с уверенностью сопоставить с варницкой, так как здесь все раннепаннонские комплексы крупных млекопитающих характеризуются преобладанием обитателей влажных биотопов, придающим им архаический облик.

Позднесарматский (или херсонский) этап истории гиппарионовой фауны может быть охарактеризован бериславской фауной и близкими к ней фаунистическими комплексами юга европейской части СССР. Гиппарионы в это время испытывают довольно значительную дифференциацию: наряду с массивными формами (*H. eldaricum*), связанными с *H. primigenium*, существуют более стройные и специализированные виды группы *H. verae*, свидетельствующие о все большем освоении гиппарионами открытых пространств. В целом, несмотря на архаич-

ческие признаки отдельных представителей этой фауны (гиппариона из Эльдара, хилотерия и палеотрагуса из Берислава и некоторых других) и заметную роль в ней обитателей влажных биотопов, она приближается к типичной пикермийской (или туролийской) фауне, достигающей у нас расцвета в мэотическом веке (см. табл.).

Высказанные здесь соображения о перестройке в самом начале позднего миоцена фауны наземных млекопитающих позволяют прийти к следующему заключению.

В раннем сармате область Паратетиса все еще была заселена среднемиоценовой (или анхитериевой) фауной, но заметно обедненной и содержащей не только так называемые переходные (от среднего миоцена к верхнему) формы хоботных, но и отдельные элементы гиппарионовой фауны, проникшие сюда главным образом из Центральной Азии. Вероятно, в начале среднего сармата (или бессарабского времени) распространяются здесь первые гиппарионы, занимавшие относительно влажные станции и находившиеся в окружении представителей главного образа анхитериевой фауны. В среднем бессарабии полностью сформировалась гиппарионовая фауна, но элементы анхитериевой фауны продолжали играть в ней важную роль. Некоторые архаические формы сохранялись на протяжении, по-видимому, всего бессарабия, полностью исчезнув лишь в позднем сармате (или херсонии), когда получила широкое распространение уже вполне сложившаяся гиппарионовая фауна.

Сходные этапы перестройки анхитериевой фауны выделяются, правда, менее отчетливо, и в Западной Европе, где первое проникновение *Hipparion* (Дуэ-ла-Фонтен), по всей видимости, не было сопряжено со сколько-нибудь значительными изменениями в составе фауны наземных млекопитающих (еще менее выражен переход от среднемиоценовых комплексов к верхнемиоценовым в Северной Африке, куда *Hipparion* и его спутники проникли, возможно, позже, чем в Европу). В Центральной Азии обновление анхитериевой фауны имело место, скорее всего, несколько раньше, чем в полосе Паратетиса, но отдельные этапы этой перестройки здесь прослеживаются пока с трудом. Что же касается южной части азиатского континента, то ее фауна не испытывала существенной перестройки на рубеже среднего и позднего миоцена, что было явно обусловлено заметной зоогеографической изоляцией этой области. Однако *Hipparion* проник сюда, по-видимому, в то же время, что и во все другие районы Евразии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Габунья Л. К. К истории гиппарионов (по материалам из неогена СССР). М., изд. АН СССР, 1959, 538 с.
- Габунья Л. К., Рубинштейн М. М. К вопросу о параллелизации неогеновых и позднепалеогеновых отложений Старого и Нового Света (по данным ископаемых млекопитающих и абсолютного возраста). — В кн.: Вопросы геологии Грузии. Тбилиси, Мецниереба, 1964, с. 331—337.
- Габунья Л. К. Беломечетская фауна ископаемых позвоночных. Тбилиси, Мецниереба, 1973, 137 с.
- Гладкова А. Н. Миоценовые спорово-пыльцевые комплексы Восточного Предкавказья. — В кн.: Атлас миоценовых спорово-пыльцевых комплексов различных районов СССР. М., изд. АН СССР, 1956, с. 28—30.
- Девяткин Е. В. Кайнозой Внутренней Азии. М., Наука, 1981, 196 с.
- Дуброво И. А., Капеллист К. В. Каталог местонахождений третичных позвоночных УССР. — Тр. ПИН, т. 177, М., Наука, 1979, 158 с.
- Жегалло В. И. Гиппарионы Центральной Азии. М., Наука, 1978, 154 с.
- Лунгу А. Н. Фауна наземных позвоночных конгериевых слоев среднего сармата Молдавии. — В кн.: Микро-макрофауна позднего фанерозоя юго-запада СССР. Кишинев, Штиница, 1979, с. 32—42.



- Мицул Е. З. Палинологическая характеристика миоценовых отложений Молдавии. Автореф. канд. дис. Киев. Наукова думка, 1973, 18 с.
- Стеванович П. М. Стратиграфия миоцена Карпато-Балканид Югославии. — Бюл. МОИП, сер. геол., 1978, т. 53, № 7, с. 54—69.
- Fahlbusch V. Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. — Newsl. Stratigr., vol. 5(23), Berlin — Stuttgart, 1976, p. 160—167.
- Gabunia L., Chochieva K. I. Co-evolution of the Hipparion fauna and vegetation in the Paratethys region. — Evolutionary Theory, vol. 6, University of Chicago, 1982, p. 1—13.
- Gabunia L., Rubinstein M. Certains questions de bio- et chronostratigraphie du Néogène de l'Eurasie. — In: V Congr. de Néogène Méditerranéen. Lyon, 1974, vol. 1, p. 149—152.
- Ginsburg L. Paléogéographie et âge de mer des faluns d'après les Mammifères. — Soc. Et. Sc. Anjou, Mém., vol. 4, 1980, p. 69—76.
- Heints E., Brunet M. Une barrière géographique entre le souscontinent Indien et l'Eurasie occidentale pour les faunes continentales du Miocène supérieur. — C. R. Acad. Sc. Paris, 1982, t. 294, p. 477—480.
- Hussain S. T., West R. M., Munthe I., Lukacs I. R. The Daud Khel Local fauna: a preliminary report on a Neogene vertebrate assemblage from the Trans-Indus Sivaliks, Pakistan. — Contrib. Biol. a. Geol., Milwaukee Public Museum, vol. 16, 1977, p. 1—17.
- Kretzoi M. New ramapithecines and Pliopithecus from the Lower Pliocene of Rudabanya in North-Eastern Hungary. — Nature, 1975, vol. 257, p. 578—581.
- Kretzoi M. Sketch of the late Cenozoic (Pliocene and Quaternary) terrestrial stratigraphy of Hungary. — Földr. Közl., 1969, vol. 17, N 93, p. 179—198.
- Kretzoi M., Pécsi M. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian basin. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1979, v. 22, N 1—4, p. 3—33.
- Mein P. La biozonation du Néogène méditerranéen à partir des Mammifères. — Trab. Sobre Neogeno-Cuatern., vol. 4, Madrid, 1975, p. 112—113.
- Moonen I. I. M., Soondar P. Y., Hussain S. T. A comparison of larger fossil mammals in the stratotypes of the Chinji, Nagri and Dhok Pathan Formation (Punjab, Pakistan). — Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensci, Amsterdam, Series B, 1978, vol. 81, N 37, p. 370—385.
- Petronović Z. M. Srednjomiocenska i donjosarmatska (štrajerska) fauna sisara Srbije. Palaentologia Jugoslavica, 7. Jugosl. Akad. Znanosti i Umjetnosti. Zagreb, 1967, 157 p.
- Thenius E. Wirbeltierfaunen. — In: Handb. Strat. Geol., Bd. 111. Tertiär, Teil 2, F. Enke Verlag, Stuttgart, 1959, 328 p.

#### THE PROBLEM OF TRANSFORMATION OF MAMMALIAN FAUNA AT MIDDLE/LATE MIOCENE BOUNDARY

L. K. Gabunia

#### SUMMARY

In the early Sarmatian the Paratethys area contained a considerably impoverished Middle Miocene or Anchiterian fauna with elements of the Hipparion fauna which had penetrated from the Central Asia. Probably, in the course of Middle Sarmatian, or Bessarabian, the first Hipparions have spread there. The Hipparion fauna fully evolved in the Middle Bessarabian, although Anchiterian elements still played an important role. Several archaic forms remained up to the end of Bessarabian. Similar stages, though less clearly, are observable in Western Europe. Modifications of the Anchiterian fauna occurred in the Central Asia slightly earlier than in the area of Paratethys. No marked faunal change at the Middle/Late Miocene boundary has been established in the Southern Asia. Nonetheless, Hipparion penetrated there, in all probability, roughly at the same time as elsewhere in Eurasia.

#### РЕЗКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА В КАЙНОЗОЕ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА РАЗВИТИЕ ФАУН

Д. Д. Квасов

Институт озераведения АН СССР, Ленинград

В течение кайнозоя климат Земли существенно изменился. В мезозое (230—65 млн. лет назад) на всей Земле господствовал теплый климат. В тропиках температуры были лишь немного выше, чем теперь, но в умеренных и особенно в полярных широтах условия коренным образом отличались от современных. Средние температуры поверхности океана достигали там 15° и даже 18°. Нигде (кроме высоких гор) не было ледников и снежных полей, не было также морских льдов. На месте современных тундр были распространены субтропические леса.

Как происходили изменения климата? Еще совсем недавно существовало мнение, что климат вплоть до начала четвертичного периода менялся медленно и плавно. Это нашло отражение в кривой изменения температур, составленной П. Вольдштедтом (Woldstedt, 1954). Первые определения изотопных палеотемператур, казалось, подтвердили эту точку зрения. В последующие годы, однако, в ходе рейсов бурового судна «Гломар Челленджер» и в результате многих других исследований были получены доказательства того, что происходили резкие изменения климата (Savin, 1977).

С помощью анализа изотопного состава кислорода в раковинах фораминифер и моллюсков и другими физико-химическими методами было установлено, что на границе мезозоя и кайнозоя не происходило никакого существенного изменения температур. Вымирание мезозойской фауны, следовательно, произошло не вследствие похолодания, а по каким-то другим причинам. В течение палеоцена и эоцена температурный режим был в общих чертах таким же, как в мезозое. При этом в умеренных широтах Южного полушария происходило постепенное похолодание, в Северном же полушарии эоцен был гораздо теплее палеоцена (Buchardt, 1978; Ясаманов, 1982).

Очень быстрое и резкое похолодание произошло на границе эоцена и олигоцена (рис. 1). Иногда похолодание датируют средним олигоценом. По-видимому, речь идет об одном и том же событии. Теперь большинство авторов относит к олигоцену два яруса — рюпельский и хаттский. Но иногда еще продолжают относить к олигоцену также латторф, который обычно в последние годы рассматривают как часть эоцена. Здесь граница эоцен/олигоцен принимается как граница латторф/рюпель. В разных источниках эта граница имеет разные датировки — от 38 до 32 млн. лет назад. Пока принимается средняя дата — около 35 млн. л. н.

По скважине 277, пробуренной с «Гломар Челленджера» к югу от Новой Зеландии, удалось проследить, что температура снизилась на



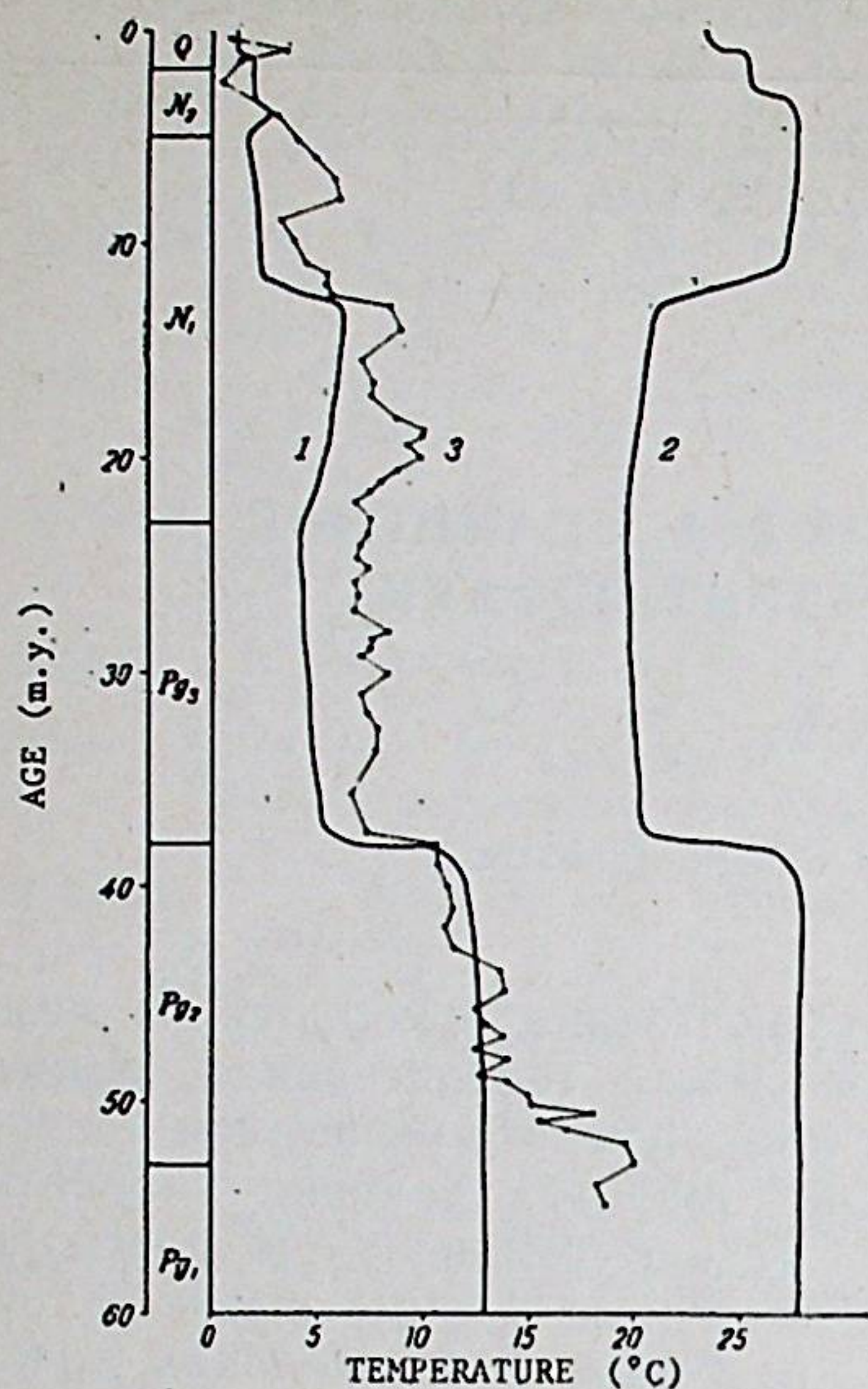


Рис. 1. Изменения температур океана за последние 60 млн. лет.

По вертикальной оси — возраст, млн. лет; по горизонтальной — температура, °С. 1 — температуры поверхностных вод океана около берегов Антарктиды и близкие к ним температуры глубинных вод океана; 2 — температуры поверхностных вод Тихого океана (Savin, 1977); 3 — температуры поверхностных вод к югу от Новой Зеландии и Тасмании по данным скважин 277, 279 и 281 Проекта глубоководного бурения (Shackleton, Kennett, 1974). Стратиграфия по данным Проекта глубоководного бурения: Q — четвертичный период, N<sub>2</sub> — плиоцен, N<sub>1</sub> — миоцен, Pg<sub>3</sub> — олигоцен, Pg<sub>2</sub> — эоцен, Pg<sub>1</sub> — палеоцен.

4—5° всего за 75—100 тыс. лет, общее же снижение температуры достигало 7° (Kennett, 1977). В последнее время появились данные о том, что похолодание произошло не в один, а в четыре приема: на границе между средним и поздним эоценом (40,5 млн. л. н.), в середине позднего эоцена (38,5 млн. л. н.), на границе эоцен/олигоцен (36,5 млн. л. н.) и в конце раннего олигоцена (31 млн. л. н.) (Keller, 1983). Только дальнейшие исследования покажут, есть ли основания для такой детализации. Пока более предпочтительной кажется точка зрения об однократном похолодании.

На рубеже эоцен/олигоцен уменьшились температуры и поверхностных и глубинных вод океана во всех широтных зонах. В тропиках в это время стало существенно холоднее, чем теперь; в умеренных же и в полярных широтах климат был теплее современного. Именно на границе эоцен/олигоцен образовалась глубинная холодная водная масса Мирового океана. До этого глубины океана имели примерно такие же температуры, как поверхностные воды в субполярных районах — 15—18°.

Низкие температуры господствовали на протяжении всего олигоцена. В начале миоцена они начали повышаться. В среднем миоцене 15—20 млн. л. н. в умеренных и полярных широтах были относительно высокие температуры. Они, однако, были существенно ниже, чем в эоцене. После этого 14—11 млн. л. н. произошло похолодание в умеренных и полярных широтах и потепление в тропических широтах. Изменения не были столь быстрыми, как на границе эоцен/олигоцен, и продолжались 2—3 млн. лет. Основные черты современной зональности возникли именно тогда — около 12 млн. л. н. С тех пор условия в Южном полушарии существенно не менялись. В Северном же полушарии новое похолодание произошло около 3,2 млн. л. н. (Emiliani, 1981). С этого времени чередовались похолодания и потепления. Особенно большой размах колебаний наблюдался за последний миллион лет.

Каковы причины этих изменений? В первую очередь напрашивается предположение об изменении светимости Солнца. Но, по данным астрофизики, Солнце не уменьшает, а увеличивает свою светимость. За весь кайнозой она очень медленно и плавно росла и теперь примерно на 1% выше, чем 65 млн. л. н. Это, конечно, не могло привести к похолоданию.

Было высказано также предположение, что на границе эоцен/олигоцен, после падения крупного метеорита, вокруг Земли образовалось кольцо, подобное кольцам Сатурна, которое существовало несколько миллионов лет и заслоняло экваториальные районы от солнечных лучей (O'Keefe, 1980). С точки зрения небесной механики, образование такого кольца в высшей степени маловероятно. Маловероятно также, что падение крупного метеорита вызвало кратковременное резкое изменение температуры, приведшее к массовому вымиранию (Alvarez et al., 1982).

Похолодание пытались объяснить уменьшением содержания в атмосфере углекислого газа (Будыко, 1981). Предполагалось, что его было много в начале кайнозой, а потом его содержание постепенно падало, что уменьшало парниковый эффект атмосферы. Но содержание CO<sub>2</sub> была выше, чем в олигоцене. Более вероятно поэтому, что парниковый эффект не вызывал, а наоборот, сдерживал похолодание, вызванное другими причинами. Кроме того, содержание CO<sub>2</sub> не могло меняться быстро, между тем резкое похолодание на границе эоцена и олигоцена произошло менее, чем за 100 тыс. лет. И уж совершенно непонятно, как парниковый эффект мог бы вызвать одновременное потепление в тропических и похолодание в умеренных и полярных широтах, а ведь именно такое событие произошло в конце среднего миоцена.

Кроме парникового эффекта, на температуру очень сильно влияют изменения альбедо. Оно повышается, когда большие площади заняты снегом и льдом (ледниками и морскими льдами), но их распространение, в свою очередь, зависит от низких температур. Высокое альбедо способствует похолоданию, но не может быть его первопричиной.

Теперь доказано, что материки движутся со скоростью нескольких сантиметров в год. За кайнозой некоторые из них могли бы изменить свою широту на 30—40°. Может быть те районы, которые теперь находятся в умеренных и полярных широтах, в начале кайнозой были в тропиках или субтропиках? Но и это объяснение не подходит. Антарктида за последние 100 млн. лет постоянно находилась в южной полярной области, в Северном полушарии материки перемещались, не меняя существенно свою широту. Только Австралия стала ближе к экватору на 3,5 тыс. км, но несмотря на это, там произошло похолодание, а не потепление (во всяком случае, в южной, ближайшей к Антарктиде части материка).

Остается предположить, что высокие температуры умеренных и полярных широт определялись направлением океанических течений. Теперь в северо-западной Европе относительно тепло: туда подходят течения, связанные с Гольфстримом. В районе Шпицбергена море не замерзает зимой до 82° с. ш., между тем, на востоке Азии замерзает даже залив Желтого моря Лайчжоувань (37° с. ш.), расположенный на 5 тыс. км южнее. Именно с влиянием Гольфстрима многие авторы связывают условия, существовавшие в начале кайнозой (Möglner, 1980).

К сожалению, и это объяснение встречается с трудностями. Норвежско-Гренландский бассейн не существовал до начала кайнозой (Eldholm, Thiede, 1980). Скандинавия и Гренландия начали отодвигаться друг от друга в палеоцене. Пролив между Гренландией и Шпиц-



бергенем образовался только в середине олигоцена. До конца эоцена существовал мелководный эпиконтинентальный пролив, который через Западно-Сибирскую низменность и Тургайский проход связывал Арктический бассейн с южными морями. В начале олигоцена Арктический бассейн мог превратиться в замкнутый водоем озерного типа, который, вероятно, опреснялся.

В первой половине кайнозоя теплые океанические течения не проникали в арктические широты. Но в Южном полушарии в прошлом существовали условия для переноса тепла из экваториальных в умеренные и полярные районы.

Рельеф дна Тихого, Индийского и Атлантического океанов не создает никаких преград теплым океаническим течениям, которые могли бы достичь берегов Антарктиды. Но тем не менее в настоящее время этого не происходит. Антарктиду опоясывает холодное Южное Круговое течение (South Ring Stream) — самое мощное в современном Мировом океане (рис. 2D). Вместе с ним движутся огромные айсберги, которые иногда несколько раз огибают Антарктиду прежде, чем растаять. В районах, примыкающих к Антарктиде, океан не прерывается сушей и западные ветры заставляют воды океана совершать кругосветное путешествие. Мощное же холодное течение не допускает к берегам Антарктиды теплых вод.

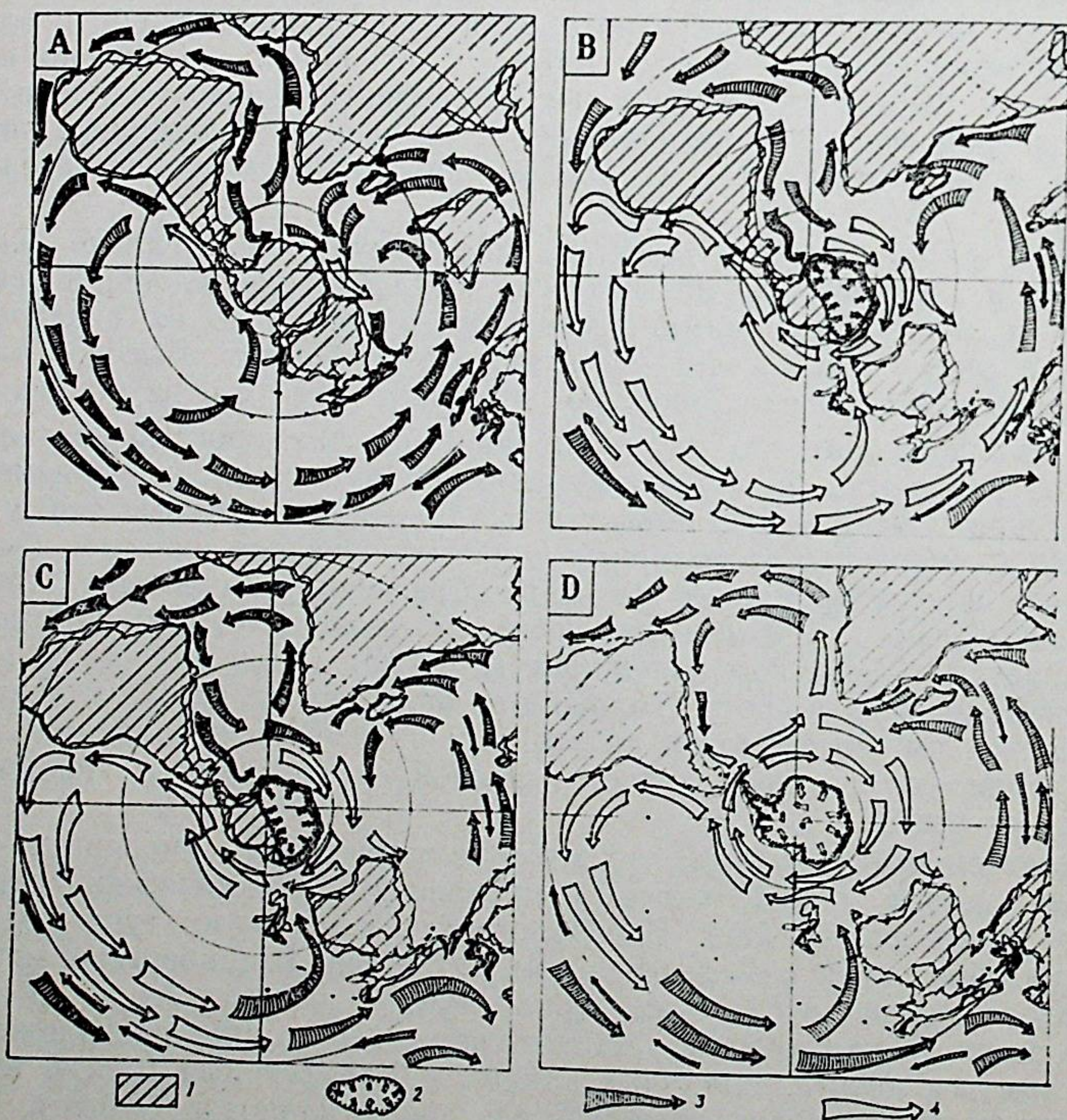


Рис. 2. Океанические течения в Южном полушарии.

A — палеоцен (60 млн. л. н.); B — начало олигоцена (35 млн. л. н.); C — начало миоцена (20 млн. л. н.); D — современные течения. 1 — материк и эпиконтинентальные моря; 2 — ледниковые щиты; 3 — теплые течения; 4 — холодные течения.

Совершенно иные условия существовали в начале кайнозоя. Антарктида тогда находилась примерно на том же месте, что и теперь, но Австралия была расположена гораздо южнее, она непосредственно соединялась с Антарктидой и вместе они представляли собой единый Южный материк. С ним соединялась Южная Америка — пролива Дрейка тогда не существовало (рис. 2A). Океаническое течение в таких условиях не могло, конечно, опоясывать Антарктиду. Теплое течение в районе современного моря Уэдделла поворачивало на восток и достигало западных берегов Австралии (бывшей тогда частью единого Южного материка). Здесь оно шло на север и сливалось с Южным Экваториальным течением Индийского океана. Другое теплое течение в районе современного моря Росса поворачивало на восток, далее шло на север вдоль западных берегов Южной Америки и, достигнув тропических широт, вливалось в Южное Экваториальное течение Тихого океана.

В Южном полушарии существовали два замкнутых океанических круговорота, которые переносили тепло из тропических широт далеко на юг. В субполярных широтах воды не успевали сильно охладиться. Нигде, кроме высоких гор, не было ледников и снежных полей; не было также морских льдов. В таких условиях в Антарктиде был умеренный климат. В тропиках же господствовали почти такие же температуры, как и теперь. Тепла хватало также на Северное полушарие, там в высоких широтах были теплоумеренный и даже субтропический климат. Средняя температура всей поверхности Земли была на несколько градусов выше современной. Это объяснялось меньшим альбедо (в условиях отсутствия льда и снега).

Около 55 млн. л. н. Австралия начала отодвигаться от Антарктиды. Первоначально между ними образовался залив со стороны Индийского океана. Позднее к югу от современного острова Тасмания возник мелководный эпиконтинентальный пролив. Затем образовался глубоководный пролив, но он был еще узким и не мог пропускать мощного океанического течения (Coleman, 1980).

После образования пролива к югу от Австралии охлажденные воды из юго-восточной части Индийского океана стали поступать в районы к югу от современной Новой Зеландии. Именно поэтому в эоцене там происходило постепенное похолодание (Kennett, 1977). Но основная часть вод, двигавшихся на восток через южную часть Индийского океана, продолжала поворачивать на север. По мере перемещения Австралии к северу воды, охладившиеся у берегов Антарктиды, достигали более близких к экватору районов и поэтому в дальнейшем сильнее прогревались. Суживался также пролив между Австралией и Юго-Восточной Азией и некоторая часть вод Южного Экваториального течения Тихого океана поворачивала на юг. И то, и другое способствовало усилению обоих океанических круговоротов Южного полушария и увеличению водообмена между тропическими и субполярными широтами. В результате в умеренных широтах Северного полушария в эоцене было теплее, чем в палеоцене.

В самом конце эоцена глубоководный пролив к югу от Австралии стал уже достаточно широким. Поступление вод из юго-восточной части Индийского океана в Тихий океан усилилось. Это привело к коренному изменению океанической циркуляции (рис. 2B). Два круговорота Южного полушария слились в один. Теплые воды по-прежнему спускались к югу вдоль восточных берегов Южной Америки и потом поворачивали на восток, но теперь они совершали почти кругосветное путешествие. Огибая Антарктиду, образовавшееся в это время Южное



Круговое течение через южные части Атлантического, Индийского и Тихого океанов достигало западных берегов Южной Америки. Пролива Дрейка еще не существовало, поэтому Южное Круговое течение целиком поворачивало на север и вливалось в Южное Экваториальное течение Тихого океана. Через широкий пролив к северу от Австралии оно проникало в Индийский океан. Круговорот замыкали течения, переносившие воды на юг вдоль восточных берегов Африки и Южной Америки.

Развитие пролива к югу от Австралии удалось проследить не только геофизическими и геологическими, но и биогеографическими и палеонтологическими методами. В морях, омывающих Новую Зеландию и юго-западную Австралию, в раннем эоцене встречались две совершенно различные фауны рыб. В позднем эоцене сублиторальные виды рыб из Новой Зеландии проникали в Южно-Австралийский залив Индийского океана. В олигоцене начался обмен глубоководными фаунами (Schwarzhan, 1981).

В результате изменения циркуляции произошло похолодание. Долго находясь в субполярных широтах, воды Южного Кругового течения успевали сильно охладиться. Относительно холодные воды попадали в экваториальные районы океанов и охлаждали также их. Ширина пролива к югу от Австралии возрастала постепенно. Также постепенно, за несколько миллионов лет, должна была бы произойти смена типов океанической циркуляции и вызванное ею похолодание. Но, как было сказано выше, похолодание развивалось очень быстро: резкое падение температуры произошло менее чем за 100 тыс. лет. Это показывает, что изменение океанической циркуляции не было единственной причиной похолодания: вмешался какой-то другой процесс, развивавшийся гораздо быстрее.

Таким процессом мог быть только рост ледникового щита Восточной Антарктиды (Квасов, 1980; Вербицкий, Квасов, 1980; Kvasov, Verbitsky, 1981). Исследования четвертичного оледенения показали, что в Европе и Северной Америке огромные ледниковые щиты возникали всего за несколько десятков тысяч лет. За такой же примерно срок мог вырасти и ледниковый щит Восточной Антарктиды. Его «зародышами» были ледники в горах Гамбурцева и Трансантарктических горах. Похолодание, вызванное образованием Южного Кругового течения, привело сначала к росту горных ледников. Над ними возникла холодная воздушная масса, которая способствовала дальнейшему распространению оледенения. Чем больше становился щит, тем лучше были условия для его дальнейшего роста. По мере того, как граница ледников приближалась к побережью, количество снега возрастало; это способствовало продвижению ледников. Они близко подошли к береговой линии Восточной Антарктиды на всем ее протяжении.

Восточно-Антарктический ледниковый щит, образовавшийся в самом начале олигоцена, существенно отличался от современного. Теперь почти всю расходную часть водного баланса ледникового щита составляет образование айсбергов. Сток талых вод очень незначителен, поскольку на побережье Антарктиды средняя температура самого теплого месяца (января) составляет в настоящее время около  $-4^{\circ}$ . В олигоцене же она составляла  $+6^{\circ}$ — $+8^{\circ}$ . В таких условиях окраина ледникового щита до высоты 1—1,5 км шириной около 100 км входила в зону абляции. Снега на поверхность ледников в то время выпадало гораздо больше, чем теперь. Главной расходной статьей водного баланса было таяние, а не образование айсбергов; именно поэтому в морях, омывающих Антарктиду, в составе олигоценовых отложений почти не находят айсберговых осадков. Вдоль берега тогда могла тя-

нуться полоска суши, не покрытая льдом. Подобные условия существуют теперь в юго-западной Гренландии.

Образование ледникового щита площадью около 10 млн. км<sup>2</sup> (2% всей поверхности Земли, 7% поверхности суши) и появление снежных полей и морских льдов вызвало повышение альбедо Земли и способствовало быстрому похолоданию. В первую очередь охлаждались полярные и субполярные широты Южного полушария, а из них океаническая и атмосферная циркуляция разносила холод по всей поверхности Земли. Рубеж эоцен/олигоцен — это начало кайнозойской ледниковой эпохи. С тех пор ледниковые щиты ни разу не исчезали.

В течение олигоцена и раннего миоцена характер океанической циркуляции существенно не менялся. Австралия продолжала перемещаться к северу, и постепенно глубоководный пролив между нею и Юго-Восточной Азией закрылся (мелководные проливы там существуют и теперь). В результате к началу среднего миоцена Южное Экваториальное течение перестало проникать из Тихого океана в Индийский. Значительная часть теплых тропических вод стала поворачивать на юг вдоль восточных берегов Австралии (рис. 2С). Водообмен между тропическими и субполярными широтами усилился. Это привело к потеплению.

В Северном полушарии в середине олигоцена раскрылся глубоководный пролив между Гренландией и Шпицбергом. К среднему миоцену он стал уже достаточно широким. Водообмен между полярными и умеренными широтами усилился и здесь. Это также способствовало потеплению.

В миоцене начал раскрываться пролив Дрейка (Barker, Biggel, 1977). К концу среднего миоцена (14—11 млн. л. н.) он стал уже достаточно широким и через него потекло Южное Круговое течение. В результате этого океаническая циркуляция в Южном полушарии вновь резко изменилась: теплые воды больше не достигали берегов Антарктиды, уменьшился также приток холодных вод в тропические широты. Это привело к усилению зональных контрастов. Несколько слившихся между собой ледниковых куполов покрыли Западную Антарктиду. Они могли возникать не одновременно, а один за другим, к тому же их общая площадь была невелика (всего 2—3 млн. км<sup>2</sup>), поэтому изменения климата происходили не слишком быстро: в полярных и умеренных широтах температура снижалась постепенно в течение 2—3 млн. лет.

В мессинское время (6—5 млн. л. н.) в результате падения уровня океана превратились в сушу все шельфы. В этот период единый ледниковый щит занял всю Антарктиду (вместе с окружающими ее шельфами); по объему он примерно в полтора раза превышал объем современных ледниковых щитов. Ледники тогда появились также в южной части Южной Америки (Mercer, Sutter, 1982) и в горах южной Аляски (Lagoe, 1983).

В дальнейшем основные события, приводившие к изменению климата, происходили в Северном полушарии. Около 3,2 млн. л. н. началось образование ледниковых щитов в Гренландии, Исландии и на суше, занимавшей место современных Баренцева и Карского морей (Квасов, 1976; Kvasov, 1978). Это вызвало похолодание во всем мире (Shackleton, Opdyke, 1977). 2,5 млн. л. н. оледенение достигло уже значительных размеров. Айсберговые осадки в это время отлагались во всей северной Атлантике вплоть до Бискайского залива (Baskin, 1979). Около миллиона лет назад ледники Северного полушария начали периодически распространяться на умеренные широты.

Образование ледников оказало очень большое влияние на уровень океана. В эоцене были широко распространены эпиконтинентальные



моря, они занимали огромные площади на юге Восточной Европы, в Западной Сибири и Средней Азии. Тургайский пролив отделял Европу от Азии и препятствовал обмену наземными фаунами, моря в предгорьях Альп и Карпат свободно сообщались с океаном. После образования ледникового щита в Восточной Антарктиде уровень океана упал примерно на 60 м. Площадь эпиконтинентальных морей резко сократилась: море покинуло Западную Сибирь и большую часть Средней Азии, исчез Тургайский пролив, Паратетис (моря в предгорьях Альп и Карпат) отделился от океана и стал развиваться самостоятельно (Бальди, 1981). Признаки регрессии отмечены на окраинах всех материков (Quilty, 1977; Mörner, 1978; Pitman, 1979; Siesser, Dingle, 1981; Uchupi et al., 1982). В некоторых работах регрессия датируется не началом, а серединой олигоцена (Vail, Handorbol, 1979), но это мнение опровергается как литературой, приведенной выше, так и специальными исследованиями (Olson et al., 1981). По-видимому, разница в датировке возникла из-за разного понимания границы между эоценом и олигоценом (как об этом говорилось выше).

Падение уровня океана привело к усилению эрозии в пределах суши и той части континентального шельфа, которая вышла из-под воды. Следует отметить, что усиление размыва чаще всего приписывают активизации тектонических движений, между тем оно может происходить также в результате снижения базиса эрозии. На границе эоцен/олигоцен произошло именно снижение базиса эрозии. Увеличение скорости придонных течений привело к размыву глубоководных осадков. Стратиграфический перерыв (хиатус) на границе эоцен/олигоцен отмечен в очень многих скважинах глубоководного бурения (Rona, 1973).

Образование ледников Западной Антарктиды 12—13 млн. л. н. привело к новому снижению уровня океана (Peck et al., 1979; Blackwelder, 1981), но в течение кайнозоя уровень менялся также по тектоническим причинам. 5—6 млн. л. н. произошла очень глубокая регрессия. Она привела к отделению от океана и почти полному высыханию Средиземного моря (Чумаков, 1971), Японское море в это время ненадолго превратилось в пресное озеро (Burkle, Akiba, 1979). В пределах северной Евразии известна густая сеть погребенных долин с отметками тальвегов до — 400 м. Эти долины глубоко врезались, когда 5—6 млн. л. н. уровень океана стоял очень низко. Наконец, к этому же времени относится максимальное оледенение Антарктиды, когда его объем в полтора раза превышал современный. Но рост ледников тогда был не причиной, а следствием регрессии — ледники заняли шельфы, освободившиеся из под воды. За последние 3 млн. лет уровень океана менялся в основном за счет изменения объема ледников.

Изменения климата приводили к изменению процессов осадконакопления как в океанах, так и на материках. Вокруг Антарктиды вплоть до конца эоцена отлагались карбонатные донные осадки. В начале олигоцена появилась зона диатомовых илов, а несколько позднее также зона айсберговых и ледово-морских отложений (Лисицын, Богданов, 1983). Подобные изменения происходили и в Арктике, но там айсберговые отложения появились гораздо позднее. На суше изменился характер процессов выветривания (Ронов и др., 1978). До конца эоцена на юге Сибири формировалась латеритовая кора выветривания. Резкий перелом произошел в начале олигоцена.

Открытие и закрытие проливов и похолодание и оледенение полярных широт оказали очень большое влияние на расселение организмов, в частности, на формирование разорванных ареалов. Еще Джозеф Гукер в середине прошлого века указывал на сходство флор южной части Южной Америки, Австралии и Новой Зеландии. Высказывались также

предположения о том, что сумчатые мигрировали в Австралию из Южной Америки через Антарктиду. Это предположение недавно блестяще подтвердилось: на острове Сеймур вблизи Антарктического полуострова найдены остатки сумчатого (Polydolopidae), обитавшего там около 40 млн. лет назад, в конце эоцена (Woodburke, Zinsmeister, 1982). Полярная ночь в условиях относительно теплого климата не могла помешать сумчатым заселить Антарктиду. Они обитали в лесах из южного бука (*Nothofagus*); на Антарктическом полуострове встречались также *Araucaria*, *Ginkgo* и даже *Cycadales* (Cranwell, 1969). Раскрытие проливов вокруг Антарктиды и ее оледенение прервало связь между фаунами Южного полушария, но в Западной Антарктиде, особенно на Антарктическом полуострове, еще долго господствовал умеренный климат. Расстояние до Восточно-Антарктического ледникового щита там было довольно большим — примерно 2 тыс. км, к тому же вплоть до середины миоцена к восточным берегам Антарктического полуострова подходило теплое течение из Южной Атлантики.

Снижение температуры поверхностных вод морей, окружающих Антарктиду, которое произошло на рубеже эоцен/олигоцен, вызвало такое же снижение температур глубинных вод океана. Именно в это время возникла та коренная разница между поверхностными водами, имеющими относительно высокие температуры, и холодными глубинными водами, которая характерна для большей части современного океана. Фауна антарктического происхождения проникла тогда в глубины океана (см. ст. Миронова, наст. сб.).

Что касается наземной растительности, то уже давно было отмечено ее резкое изменение на границе эоцена и олигоцена. В умеренных широтах Евразии близкая к тропической полтавская флора сменилась теплоумеренной тургайской. В это время вымерли все роды растений, не известные в современной флоре (Заклинская, Лоухин, 1979). В дальнейшем менялось только географическое распространение и видовой состав растительности. Зональность, подобная современной, сложилась в среднем сармате (около 12 млн. л. н.).

На развитие фаун влияли не только климатические условия, но и связанные с ними колебания уровня океана, изменения растительности, почвенного покрова и другие факторы. В самом начале кайнозоя после массового вымирания на границе маастрихт/даний, вызванного неизвестными причинами, фауны стали развиваться как бы заново. Поскольку климат в палеоцене и эоцене принципиально не отличался от климата мезозоя, биоценозы первоначально формировались из тех организмов, которые пережили вымирание и сильно расширили свои экологические ниши или выполняли в биоценозах те функции, которые до этого не были им свойственны. Значительное число экологических ниш не было занято. Это дало толчок к быстрой эволюции, когда очень многие мутации находили для себя подходящие условия. Палеоцен был временем, когда новые биоценозы создавались как из древних (переживших вымирание), так и из быстро возникавших видов. Многие формы, имевшие до этого ограниченные ареалы или низкую численность, смогли широко распространиться. Редко встречающиеся организмы часто не удается обнаружить при палеонтологических исследованиях, поэтому увеличение их численности кажется «внезапным появлением» форм, которые должны были пройти длительный путь эволюционного развития.

К началу эоцена новые биоценозы уже в основном сложились. Для морской фауны были характерны крупные фораминиферы — нуммулиты. На суше главная роль принадлежала млекопитающим. Экологическую нишу грызунов занимали многобугорчатые (*Multituberculata*, подкласс



Allotheria), возникшие еще в триасе (Hahn, 1978). Сумчатые тогда были распространены не только в Австралии и Южной Америке, но и на других материках. Копытные и хищники были представлены древними формами (Condylartra и Creodonta). В составе отряда приматов были распространены только два относительно низко организованных подотряда — лемуры и долгопяты.

Начало оледенения Восточной Антарктиды и связанное с этим похолодание, охватившее как полярные и умеренные, так и тропические широты, оказало очень большое влияние на развитие фаун. Переход от одних условий к другим произошел очень быстро — менее чем за 100 тыс. лет. За это время очень многие группы не смогли приспособиться к новым условиям среды и вымерли. Ареалы и численность отдельных групп резко сократились и они перешли в разряд «живых ископаемых». По своему характеру эти изменения вполне сопоставимы с изменениями, происходившими при переходе от мезозоя к кайнозою.

В начале олигоцена сложилась ситуация, во многом сходная с положением в начале палеоцена. Вымирание или резкое уменьшение ареалов и численности многобугорчатых, сумчатых, древних копытных, древних хищников, лемуридов, долгопятов и других групп привело к освобождению очень многих экологических ниш. Группы, пережившие похолодание, быстро эволюционировали, в результате чего постепенно складывались новые развитые биоценозы. В них главная роль принадлежала грызунам, копытным, хоботным, «настоящим» хищникам.

Среди непарнокопытных в Евразии были широко распространены гигантские бронотерии, которые вымерли в конце олигоцена. Это придает олигоценным фаунам древний облик и является, вероятно, одним из главных оснований для включения олигоцена в состав палеогена, однако по гораздо большему количеству признаков олигоценные фауны сближаются с фаунами раннего и среднего миоцена.

Именно в олигоцене широкое развитие получил подотряд обезьян (Anthropoidea), который появился в самом конце эоцена. В числе олигоценных приматов были уже человекообразные обезьяны.

Похолодание вызвало вымирание большей части нуммулитов. В субполярных морях возникли условия для высокой биологической продуктивности. Не полностью занятую экологическую нишу организмов, питающихся планктоном, занял возникший в это время подотряд усатых китов (Mystacoceti).

В раннем и среднем миоцене существовали вполне сложившиеся фауны. В Евразии место бронотериев заняли лошадиные, до этого обитавшие только в Северной Америке. В составе хищников возникли медведи (Ursidae). Расцвету жизни способствовали благоприятные климатические условия. Как указывалось выше, в среднем миоцене в полярных и умеренных широтах наблюдалось потепление.

Похолодание, происходившее 14—11 млн. л. н., вызвало смещение географических зон, расположение которых стало уже близким к современному, и некоторое изменение фаун. Трехпалая лошадь гиппарион, выходец из Северной Америки, и связанный с ним фаунистический комплекс быстро распространились по безлесным пространствам Евразии и Африки (см. ст. Габуния, наст. сб.). Это событие произошло около 12 млн. л. н. Примерно в это же время на юге Евразии и в восточной Африке появился рамапитек и близкие к нему виды, которых многие исследователи рассматривают как непосредственных предков человека.

Около 3 млн. л. н., когда в Арктике образовались ледниковые щиты, произошло дальнейшее похолодание и усиление засушливости. В связи с этим возникли три важные группы травоядных животных, приспособ-

собранных к жизни в сухих степях и саваннах: слоны (Elephantinae), быки (Bos, теперь разделены на несколько родов) и лошади (Equus). Примерно в это же время в восточной Африке появился австралопитек — наш прямой предок.

Около миллиона лет назад ледниковые щиты стали распространяться на умеренные широты Северного полушария. Оледенения чередовались с межледниковьями. Во время оледенений возникали обширные зоны аридных приледниковых ландшафтов (тундро-степей). Ко времени последнего оледенения сформировался приспособленный к этим ландшафтам так называемый верхнепалеолитический фаунистический комплекс, в состав которого входили мамонт, волосатый носорог, северный олень, сайгак. Одновременно с первыми оледенениями умеренных широт первобытный человек (питекантроп) начал расселяться в южных районах Евразии. К концу последнего оледенения человек приобрел уже современный облик и заселил все материки.

Гибель верхнепалеолитической фауны около 10 тыс. лет назад связана с окончанием последнего оледенения, когда место тундро-степей заняли леса, а глубокий снежный покров не позволял травоядным животным добывать зимой достаточного количества корма. Некоторую роль играла также охота первобытного человека, уничтожившего сохранившиеся в «убежищах» малочисленные популяции, которые во время предыдущих межледниковий переживали неблагоприятные для них условия (Квасов, 1977).

Таким образом, изменения климата оказали огромное влияние на фауны кайнозоя. Похолодания, происходившие около 35, 12 и 3 млн. лет назад, приводили к вымиранию растений и животных. Организмы, пережившие неблагоприятные условия, быстро эволюционировали и занимали свободные экологические ниши. Весьма вероятно, что, если бы не было похолоданий, современный органический мир был бы гораздо более разнообразным, но в нем отсутствовали бы многие прогрессивные формы. Именно с похолоданиями связаны важнейшие переломные моменты в развитии отряда приматов, приведшие к возникновению человека. 35 млн. лет назад обезьяны (в том числе человекообразные) вытеснили господствовавших до этого лемуридов и долгопятов. Около 12 млн. л. н. возник рамапитек, около 3 млн. л. н. — австралопитек, а около 1 млн. л. н. — питекантроп.

История кайнозоя четко подразделяется на две примерно равные по продолжительности части (Cavelier et al., 1981). В течение первых 30 млн. лет (65—35 млн. лет) в полярных и умеренных широтах господствовал теплый климат, подобный климату мезозоя, уровень океана стоял высоко и были широко распространены эпиконтинентальные моря, в океанах карбонатные осадки отлагались вплоть до полярных широт, а на суше формировались латериты и красноцветы. Теплоумеренные и даже субтропические ландшафты были распространены тогда у берегов Северного Ледовитого океана, в составе наземных фаун преобладали млекопитающие архаичного облика, а в составе флор сохранялись многие мезозойские реликты.

Около 35 млн. лет назад произошел резкий переход к иным условиям. Началась кайнозойская ледниковая эпоха, климат стал гораздо более холодным, в океанах стали отлагаться диатомовые илы, а потом и ледово-морские и айсберговые осадки, изменились условия осадко-накопления на материках. Постепенно сформировалась современная географическая зональность. И флоры и фауны второй половины кайнозоя имеют очень много общего с современными.

В течение первых двух третей кайнозойской ледниковой эпохи (35—12 млн. л. н.) существовал один ледниковый щит — Восточно-Антарктический. Позднее (12—3 млн. л. н.) к нему прибавился вто-



рой — Западно-Антарктический. От 3 до 1 млн. л. н., кроме двух антарктических, существовали также два арктических ледниковых щита — Гренландский и, вероятно, Баренцев (Квасов, 1976). Наконец, на протяжении последнего миллиона лет число крупных ледниковых щитов колебалось от трех до шести. К двум антарктическим и Гренландскому щитам во время оледенений присоединялись еще Лаврентийский, Скандинавский и Баренцев.

Изменения климата, развитие оледенения, колебания уровня океана, эволюция условий накопления осадков и резкие перемены в развитии органического мира должны были бы найти отражение в стратиграфических схемах. Уже Ч. Лайель в 1833 г. разделил третичный период на эоцен (соответствует современным палеоцену и эоцену), миоцен (олигоцен и ранний и средний миоцен) и плиоцен (поздний миоцен и плиоцен).

В 1854 г. для периода времени, соответствующего раннему миоцену Лайеля, Г. Бейрихом было предложено название «олигоцен». Сам Бейрих (Beugich, 1955) рассматривал олигоцен как часть среднетретичного времени, однако в 1866 г. К. Ф. Науманн разделил третичный период на палеоген (эоцен и олигоцен) и неоген (миоцен и плиоцен). Рубеж палеоген/неоген не отвечал никаким существенным изменениям. По-видимому, Науманн предложил его исходя из того, что четыре отдела третичной системы (эоцен, олигоцен, миоцен и плиоцен; палеоцен тогда еще не выделялся) было удобнее делить на две (2+2), чем на три (1+2+1) части. В 1960 г. Межведомственный стратиграфический комитет постановил возвести палеоген и неоген в ранг периодов, с тех пор в литературе на русском языке термин «третичный период» почти не встречается. Но это предложение не было принято Международным геологическим конгрессом и в иностранной литературе термин «третичный период» продолжает употребляться.

Не меньше вопросов возникало при определении границы между миоценом и плиоценом. Когда начали определять абсолютный возраст, выяснилось, что в разных районах эта граница имеет совершенно различные датировки. Так, в Средне-Дунайской низменности ее проводили по подошве паннона (12—13 млн. л. н.), а в бассейне Средиземного моря по кровле мессиния (5 млн. л. н.). Предлагалось взять за основу среднедунайскую схему (Габуня, Рубинштейн, 1968) и считать границей миоцен/плиоцен время появления гиппарионовой фауны. К сожалению, это предложение не было принято, отдали предпочтение средиземноморской схеме. Конец мессиния очень важен для истории Средиземного моря, но около 5 млн. л. н. не произошло существенных изменений климата, флоры и фауны.

Еще более запутан вопрос о нижней границе четвертичного периода. До недавнего времени ее связывали с началом оледенения умеренных широт Северного полушария (0,7—1 млн. л. н.), но уже в 1925 г. А. П. Павлов указывал, что с начала акчагыла (3,2 млн. л. н.) климатические условия, флоры и фауны напоминают современные. Период, объединяющий четвертичное время и поздний плиоцен, Павлов предложил назвать антропогеном — периодом становления человека. Только через много лет после смерти Павлова в восточной Африке были открыты остатки гоминид, имеющие возраст около 3 млн. л. н. Предложение об удревнении нижней границы четвертичного периода (антропогена) было активно поддержано В. И. Громовым, К. В. Никифоровой, Е. В. Шанцером, И. И. Красновым и многими другими. К сожалению, Международным союзом по изучению четвертичного периода было принято компромиссное решение — нижнюю границу четвертичного периода провести на уровне 1,8 млн. л. н. (подошва апшерона).

В это время не происходило никаких существенных изменений: они были или раньше (3,2—2,5 млн. л. н.) или позже (1,0—0,7 млн. л. н.). В создавшихся условиях велик соблазн предложить для подразделений кайнозоя новые названия. Делать это едва ли целесообразно — старым терминам слишком привыкли, но в них можно вложить несколько измененное содержание. Каждый из трех периодов кайнозоя будет иметь иные границы, чем это принимается теперь. В составе палеогена целесообразно оставить только палеоцен и эоцен. Неоген будет состоять из трех отделов: олигоцен (рюпель и хатт), миоцен (временные поздний миоцен и ранний плиоцен) и плиоцен (совместит в себя современный поздний плиоцен (см. таблицу).

Стратиграфические схемы кайнозоя

| Млн. лет | Схема Ч. Лайеля | Млн. лет | Существующая схема  | Млн. лет | Предлагаемая схема  |          |        |          |
|----------|-----------------|----------|---------------------|----------|---------------------|----------|--------|----------|
| 0        |                 | 0        |                     | 0        |                     |          |        |          |
| 1        | плейстоцен      | 1,8      | четвертичный период | 3        | четвертичный период |          |        |          |
| 12       | плиоцен         | 5        |                     | неоген   |                     | 12       | неоген |          |
| 23       | миоцен          | 23       | плиоцен             |          | 23                  |          |        | миоцен   |
| 35       |                 | 35       | палеоген            | 35       | палеоген            |          |        |          |
| 52       | эоцен           | 52       |                     |          |                     | олигоцен | 52     | эоцен    |
| 65       |                 | 65       |                     |          |                     | эоцен    | 65     | палеоцен |

Вопросы терминологии очень важны, но гораздо большее значение имеет изучение причин развития природы Земли. В кайнозое многие факторы, когда-то игравшие очень важную роль, изменялись незначительно. Это относится к светимости Солнца, скорости вращения Земли, положению ее оси, составу атмосферы. Важнейшее значение имели процессы, связанные с тектоникой плит. Перемещение материков приводило к раскрытию одних и закрытию других проливов. В результате менялась циркуляция океана, климат становился холодным, в Антарктике, а потом и в Северном полушарии возникали ледники, которые вызывали еще большее похолодание. Резкие снижения температур (в особенности то, которое произошло около 35 млн. л. н.) вызывали вымирание очень многих растений и животных. Оставшиеся в живых получали возможность для быстрой эволюции. В их числе были и наши прямые предки: выдержав суровые испытания и именно благодаря им приобретя многие прогрессивные черты, они смогли превратиться в человека разумного.

Автор выражает признательность В. В. Меннеру, О. А. Скарлато, В. А. Крашенинникову, Е. Д. Заклинской, К. В. Никифоровой, Ю. Б. Гладенкову, А. И. Жамойде, И. И. Краснову, Я. И. Старобогатову, М. Г. Петрушевской и Г. Г. Мартинсону за ценные советы и помощь в работе над статьей.



ЛИТЕРАТУРА

- Бальди Т. Ранняя история Паратетиса. — Вестн. МГУ, сер. геол., 1981, № 2, с. 31—39.
- Будыко М. И. Изменения окружающей среды и формирование последовательных фаун. — Палеонтол. журн., 1981, № 4, с. 3—11.
- Вербицкий М. Я., Квасов Д. Д. Причины оледенения Антарктиды. — В кн.: Антарктика, докл. комис., вып. 13, М., Наука, 1980, с. 23—38.
- Габуня Л. К., Рубинштейн М. М. О сопоставлении кайнозойских отложений Евразии и Северной Америки. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия: Докл. сов. геологов, проблема 10. Граница третичного и четвертичного периодов. М., 1968, с. 90—97.
- Заклинская Е. Д., Лаухин С. А. Корреляция палеогена Северного полушария по данным палинологии. — В кн.: Итоги науки и техники. Стратиграфия и палеонтология, т. 10. М., изд. ВИНТИ, 1979, 97 с.
- Квасов Д. Д. Океанологическая теория оледенения. — Бюл. Комиссии по изуч. четвертичного периода, М., 1976, № 46, с. 34—46.
- Квасов Д. Д. Увеличение влажности климата на границе плейстоцена и голоцена — одна из причин вымирания мамонтов. — Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 73, Л., 1977, с. 17—24.
- Квасов Д. Д. Изменения климата в Южном полушарии. — Природа, 1980, № 4, с. 90—93.
- Лисицын А. П., Богданов Ю. А. Главные события мезозоя и кайнозоя океанов. — В кн.: Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М., Наука, 1983, с. 82—103.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н. Палеогеновые литологические формации континентов. — Сов. геология, 1978, № 3, с. 10—42.
- Чумаков И. С. Некоторые вопросы геологической истории Средиземноморского бассейна в конце миоцена — начале плиоцена по новым данным. — Сов. геология, 1971, № 10, с. 3—14.
- Ясманов Н. А. К вопросу о глобальных изменениях температурного режима земной поверхности в кайнозое. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1982, № 10, с. 106—110.
- Alvarez W., Asaro F., Michel H. V., Alvarez L. W. Iridium anomaly approximately synchronous with terminal Eocene extinctions. — Science, 1982, vol. 216, N 4548, p. 886—888.
- Backman J. Pliocene biostratigraphy of DSDP sites 111 and 116 from the North Atlantic Ocean and the age of Northern Hemisphere glaciation. — Stockholm Contributions in Geology, 1979, vol. 32, N 3, p. 115—137.
- Barker P. F., Burrell J. The opening of Drake Passage. — Marine Geology, 1977, vol. 25, N 1—3, p. 15—34.
- Beyrich H. E. Ueber den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen. — Physikalische Abh. Akad. Wiss. Berlin, 1855 (1856), S. 1—20.
- Blackwelder B. W. Late Cenozoic marine deposition in the United States Atlantic Coastal Plain related to tectonism and global climate. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1981, vol. 34, N 1—2, p. 87—114.
- Buchardt V. Oxygen isotope paleotemperatures from the Tertiary period in the North Sea area. — Nature, 1978, vol. 275, N 5676, p. 121—123.
- Burkle L. H., Akiba F. Implication of Late Neogene fresh-water sediments in the Sea of Japan. — Geology, 1978, vol. 6, N 2, p. 123—127.
- Cavelier C., Chateauneuf J.-J., Pomerol C., Rabussier D., Renard M., Vergnaud-Grazzini C. The geological events at the Eocene/Oligocene boundary. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1981, vol. 36, N 3—4, p. 223—248.
- Coleman P. J. Plate tectonics background to biogeographic development in the Southwest Pacific over the last 100 million years. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1980, vol. 31, N 2—4, 1980, p. 105—122.
- Cranwell L. M. Palynological intimations of some pre-Oligocene Antarctic climates. — In: Palaeoecology of Africa, vol. 5 (editor E. M. van Zinderen Bakker). Cape Town, 1969, p. 1—19.
- Eldholm O., Thiede J. Cenozoic continental separation between Europe and Greenland. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1980, vol. 30, N 3—4, p. 243—259.
- Emiliani C. A new global geology. — In: The Oceanic Lithosphere (editor C. Emiliani). New York a. o., 1981, p. 1687—1728.
- Hahn G. Die Multituberculata, eine fossile Säugetier — Ordnung. — In: Evol. Plateau Säugetier. Hamburg — Berlin, 1978, S. 61—95.
- Keller G. Paleoclimatic analyses of Middle Eocene through Oligocene planctonic foraminiferal faunas. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1983, vol. 43, N 1—2, p. 73—94.
- Kennett J. P. Cenozoic evolution of Antarctic Glaciation. The Circum-Antarctic Ocean, and their impact on global palaeoceanography. — J. of Geophysical Research, 1977, vol. 82, p. 3843—3860.
- Kvasov D. D. Barents ice sheet as a relay regulator of glacial-interglacial alternation. — Quaternary Research, 1978, vol. 9, N 3, p. 288—299.
- Kvasov D. D., Verbitsky M. Ya. Causes of Antarctic Glaciation in the Cenozoic. — Quaternary Research, 1981, vol. 15, N 1, p. 1—17.
- Lagoe M. B. Oligocene through Pliocene foraminifera from the Yakataga Reef section, Gulf of Alaska. — Micropaleontology, 1983, vol. 29, N 2, p. 202—222.
- Mercer J. H., Sutter J. F. Late Miocene — Earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: implication for global ice-sheet history. — Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1982, vol. 38, N 3—4, p. 185—206.
- Mörner N.-A. Low sea levels, draughts and mammalian extinctions. — Nature, 1978, vol. 271, N 5647, p. 738—739.
- Mörner N.-A. Earth movements, paleoceanography, paleoclimatology and eustasy: major Cenozoic events in the North Atlantic. — Geol. Fören. i Stockholm Forh., 1980, Bd. 102, N 3, S. 261—268.
- O'Keefe J. A. The terminal Eocene event: formation of a ring system around the Earth? — Nature, 1980, vol. 285, N 5763, p. 309—311.
- Olsson R. K. et al. Late Oligocene transgression of middle Atlantic Coastal Plain. — Geology, 1980, vol. 8, N 11, p. 549—554.
- Peck D. M. et al. Late Miocene glacial eustatic lowering of sea level: evidence from the Tamiami Formation of south Florida. — Geology, 1979, vol. 7, N 6, p. 285—288.
- Pitman W. C. The effect of eustatic sea level changes on stratigraphic sequences at Atlantic margins. — In: Geol. and Geophys. Invest. Contin. Margins. Tulsa (Okla.), 1979, p. 453—460.
- Quilty P. G. Cenozoic sedimentation cycles in Western Australia. — Geology, 1977, vol. 5, N 6, p. 336—340.
- Rona P. A. Worldwide unconformities in marine sediments related to eustatic changes of sea level. — Nature, 1973, vol. 244, p. 25—26.
- Savin S. M. The history of the Earth's surface temperature during the past 100 million years. — Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1977, vol. 5, p. 319—355.
- Schwarzhan W. Paläobiogeographische Analyse der tertiären Fischfauna von Neuseeland und Süd-Australien. — Geol. Rundschau, 1981, Bd. 70, N 2, S. 596—610.
- Shackleton M. J., Kennett J. P. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of the Antarctic glaciation. — Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, 1974, vol. 29, p. 743—755.
- Shackleton N. J., Opdyke N. D. Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. — Nature, 1977, vol. 270, p. 216—219.
- Siesser W. G., Dingle R. V. Tertiary sea-level movements around Southern Africa. — J. of Geol., 1981, vol. 89, N 4, p. 523—536.
- Uchupi E. et al. Mesozoic-Cenozoic regressions and the development of the margin off northeastern North America. — In: The Ocean Floor (editors R. A. Scrutton and M. Talwani). Chichester a. o., 1982, p. 81—95.
- Vail P. R., Hardenbol J. Sea level changes during the Tertiary. — Oceanus, 1979, vol. 22, N 3, p. 71—79.
- Woldstedt P. Die Klimakurve des Tertiärs und Quartärs in Mitteleuropa. — Eiszeitalter und Gegenwart, 1954, Bd. 5—9.
- Woodburne M. O., Zinsmeister W. J. Fossil land mammal from Antarctica. — Science, 1982, vol. 218, N 4569, p. 284—286.

ABRUPT CLIMATIC CHANGES DURING THE CENOZOIC AND THEIR INFLUENCE ON FAUNAL DEVELOPMENT

D. D. Kvasov

SUMMARY

Warm climate, similar to the Mesozoic one prevailed during the first half of the Cenozoic (65—35 million years ago). At the beginning of that time Antarctic continent was a single continent with Australia and Drake Passage did not exist. South Pacific and Indian Ocean — South Atlantic oceanic circulations were carrying heat from the equatorial to subpolar latitudes. Subtropical and temperate landscapes occurred where tundras exist nowadays. The sea level was high, epicontinental seas were large. Palaeocene fauna included the species which had survived of Upper Cretaceous and rapidly evolved new ones. Old forms of mammals (Multituberculata, Metatheria, Condylarths, Creodonts, Lemurs, Tarsiers) dominated on land.



About 55 m. y. ago Australia started moving away from Antarctica and 35 m. y. ago they were separated by a broad and deep strait through which South Ring Stream started. It resulted the unity of two oceanic circulations, and diminishing the water exchange between the equatorial and subpolar latitudes. Climate became cooler; the Eastern Antarctic ice-sheet has evolved, causing a further cooling. Old forms of mammals either became extinct or turned into "living fossils".

By the end of Middle Miocene (14—11 m. y. ago) the Drake Passage became sufficiently broad and deep. The South Ring Stream was passing through it. Climate in polar and temperate latitudes became colder. Glaciers covered Western Antarctic. The Hipparion fauna spread in Eurasia. About 3 m. y. ago Greenland and Barents ice sheets developed in Arctica. Climate became colder and dryer. Elephants, bovinds and horses evolved. Australopithecines appeared in Eastern Africa.

Our point of view is: Palaeogene should include only Palaeocene and Eocene. Neogene should consist of Oligocene, Miocene (actual Early and Middle Miocene) and Pliocene (actual Late Miocene and Early Pliocene). Late Pliocene should be included into Quaternary.

Cenozoic displacement of continents resulted the closure and opening of straits. It led to ocean and atmosphere circulation changes and deterioration of climate. The glaciation started in Antarctic, and later in Arctic, having caused a further cooling. Suddenly the decrease of temperature took place 35 m. y. ago and resulted the extinction of numerous plants and animals. The survivors have acquired a possibility of a rapid evolution. The most important change among the Primates was the emergence of Man.

## РЕФЕРАТЫ

УДК 56.017.2 : 576.12

Причины изменения фаун в кайнозое. О. А. Скарлато. — В кн.: Климат и фауна кайнозоя. Л., изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1985, с. 3—6 (Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 130).

Рассмотрено соотношение между внутренними (биологическими) и внешними (географическими или экологическими) причинами изменения фауны. Показано, что резкие похолодания, происходившие около 35, 12 и 3 млн. лет назад, приводили к вымиранию многих организмов, которые не смогли приспособиться к новым условиям. Освободившиеся экологические ниши занимали быстро эволюционирующие потомки тех, кто пережил изменения среды. Эволюция органического мира при постоянных условиях среды шла бы медленно, резкие изменения среды при увеличении скорости эволюции. Внешние факторы изменения фаун играют очень важную роль. Библ. 2 назв.

УДК 551.782 : 563.14

О ходе развития радиолярий в высоких широтах Южного полушария в неогене. М. Г. Петрушевская. — В кн.: Климат и фауна кайнозоя. Л., изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1985, с. 7—20 (Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 130).

Анализ комплексов радиолярий из скважин Проекта глубоководного бурения и из колонок, взятых другими экспедициями, и сопоставление с другими группами планктона показали, что в высоких широтах Южного полушария в течение неогена имели место 27 событий, когда вымирали и появлялись виды и роды радиолярий. Наиболее важные события можно рассматривать как границы биостратиграфических зон. Смена зон связана с развитием Антарктического циркумполярного течения и оледенения Антарктиды. Удалось проследить постепенное становление эндемичной фауны радиолярий. Ил. 1, табл. 2, библ. 7 назв.

УДК 551.781.4/5 : 563.14

Пограничные слои и граница эоцена и олигоцена в Северной Евразии по данным изучения радиолярий. Р. Х. Липман. — В кн.: Климат и фауна кайнозоя. Л., изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1985, с. 21—30 (Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 130).

При изучении радиолярий палеогена Северной Евразии было установлено, что в палеоцене и раннем эоцене они были распространены в разобщенных бассейнах, занимавших ограниченные площади. В среднем эоцене радиолярии широко расселились и в позднем эоцене достигли наибольшего распространения. В это время существовал обширный морской бассейн с нормальной соленостью. В конце позднего эоцена началось изменение режима морского бассейна, вызванное похолоданием. Родовое и видовое разнообразие радиолярий сократилось, и к среднему олигоцену они полностью исчезли. В верхнем эоцене описаны радиоляриевые зоны *Ellipsoxiphus chabakovi* и *Heliodiscus lentis* — *Trochadiscus splendidus* — *Stylodictya tschujenkoi*, а также слои с *Liosphaeridae*, и в нижнем олигоцене — зона *Phacodiscus licharevi* и синхронные ей слои с *Cenosphaera almaensis*. Табл. 1, библ. 30 назв.

УДК 551.77 : 564.3

Этапы и рубежи кайнозоя (анализ хода геологического времени и развития фауны морских брюхоногих моллюсков). А. Н. Голиков. — В кн.: Климат и фауна кайнозоя. Л., изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1985, с. 31—52 (Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 130).

Изучение эволюции брюхоногих моллюсков и другие данные позволяют наметить основные этапы и рубежи истории Земли на протяжении последних 100 млн. лет. Грандиозные геологические, климатические и биологические преобразования, произошедшие 93 млн. лет назад, следует рассматривать как рубеж между мезозоем и кайнозоем. В течение кайнозоя быстрые изменения природы и связанные с ними фаунистические перестройки происходили в нарастающем темпе. Каждый последующий отрезок геологического времени был короче предыдущего; изменения их продолжительности следовали экспоненциальному закону. Палеоцен продолжался 35 млн. лет (93—58 млн. лет назад), эоцен — 22 млн. лет (58—36 млн. л. н.), олигоцен — 13 млн. лет (36—23 млн. л. н.), миоцен — 9 млн. лет (23—14 млн. л. н.). В конце миоцена произошли очень существенные изменения, связанные с похолоданием, поэтому рубеж 14 млн. л. н. предлагается рассматривать как границу двух периодов — палеогена и неогена. Неоген состоял из вновь вводимого временного подразделения — бореоцена (14—5 млн. л. н.) и плиоцена (5—1,8 млн. л. н.). Выявленные закономерности хода геологического времени можно распространить на всю историю Земли. Ил. 5, библ. 115 назв.



Морские брюхоногие моллюски юга СССР и граница эоцена и олигоцена. О. В. Амитров. — В кн.: Климат и фауна кайнозоя. Л., изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1985, с. 53—62 (Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 130).

Приводится сравнительная характеристика наиболее характерных комплексов морских гастропод из пограничных слоев эоцена и олигоцена юга СССР. К позднему эоцену относятся латторфский ярус и его аналоги, а к раннему олигоцену — рюпельский ярус. Наиболее богат верхнеэоценовый комплекс гастропод из мандриковских слоев окрестностей Днепропетровска. Верхнеэоценовые комплексы встречены также в чеганской свите на обширной территории Закаспия, в парадашской свите Нахичеванской АССР, ридском горизонте Армении и ахалцихской свите Грузии. Комплексы Закавказья имеют много общего с комплексами Средиземноморской зоогеографической области, но в конце эоцена граница зоогеографических областей была нерезкой. На северном Устюрте наблюдается резкий переход между чеганской и олигоценовой (рюпельской) ашеайрыкской свитой. Различия между фаунами гастропод очень четкое, переходные комплексы не известны. Морские рюпельские комплексы встречены также на Мангышлаке, юго-западном Устюрте, Северном Кавказе и в Крыму. В Закавказье подобный же облик имеет комплекс из Ахалцихской депрессии. От них резко отличается комплекс горы Кеара-молла (близ Еревана), который имеет средиземноморский облик. Вопрос об олигоценовых морских отложениях в Днепровско-Донецкой впадине продолжает оставаться дискуссионным. Изучение гастропод показало, что на севере Западной Европы и юге СССР прослеживается похолодание, происшедшее всюду одновременно, в геологически короткий момент, который и следует считать границей эоцена и олигоцена. Субтропические и даже близкие к тропическим комплексы моллюсков сменились умеренно-тепловодными рюпельскими комплексами. На юге Западной Европы и в южном Закавказье смена комплексов была нерезкой. Табл. 1, библ. 22 назв.

УДК 551.78 : 564

Изменение пресноводной малакофауны на рубеже эоцена и олигоцена (к вопросу о возможности оценки глобальных климатических изменений по составу пресноводной малакофауны). Я. И. Старобогатов. — В кн.: Климат и фауна кайнозоя. Л., изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1985, с. 63—65 (Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 130).

Данные о составе малакофауны из континентальных отложений позволяют реконструировать гидрологические и климатические условия прошлого. Эти реконструкции затрудняются широким пониманием объема некоторых родов и широтной зональности. Роды, которые вымирают в полярных и средних широтах, могут сохраняться в тропической зоне. Несмотря на все маскирующие факторы, изменения пресноводной малакофауны достаточно явно свидетельствуют о похолодании на рубеже эоцена и олигоцена. Граница этих двух эпох является важнейшей границей этапов формирования пресноводной малакофауны континентов Северного полушария. Библ. 3 назв.

УДК 551.78 : 564.1

Влияние климата на изменение палеолимнологических условий и комплексов моллюсков в кайнозое Закавказской впадины. Н. В. Толстикова. — В кн.: Климат и фауна кайнозоя. Л., изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1985, с. 66—73 (Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 130).

Прослежены изменения лимнологических условий кайнозойского Палеозайсана на основании изменения комплексов озерных моллюсков. Ведущим фактором изменений был климат. Циклическое чередование фаз иссушения и увлажнения на фоне растущей аридизации и похолодания приводило к смене состава моллюсков. Наиболее глубокие изменения наблюдаются на границе эоцена и олигоцена (латторфа и рюпеля). Ил. 1, табл. 1, библ. 16 назв.

УДК 551.781.4/5 : 565.33

Изменения комплексов остракод на рубеже эоцена и олигоцена. И. А. Николаева. — В кн.: Климат и фауна кайнозоя. Л., изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1985, с. 74—81 (Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 130).

В развитии остракод в конце эоцена и начале олигоцена прослеживается отчетливый рубеж. Исчезают многие группы остракод, существовавшие на протяжении палеоцена и эоцена. В океанических отложениях это исчезновение происходит постепенно, а в эпиконтинентальных более резко. Этот рубеж соответствует кровле латторфского и приабонского ярусов Западной Европы и белоглинского, чеганского и сумсарского горизонтов Крымско-Кавказской, Арало-Тургайской и Среднеазиатской

областей. Более молодая фауна остракод характеризуется обедненным систематическим составом, исчезают реликты глубоководной нормально-соленой морской фауны. Появляются представители родов, способных переносить понижение солености. Эта фауна (комплекс остракод рюпельского типа) характеризует кызылджарский горизонт Причерноморской впадины и Крыма, ашеайрыкскую свиту Северного Приаралья, узунбасскую и куолусскую свиты Мангышлака и нижнесарыбашскую подсвиту Узбекистана. Табл. 1, библ. 18 назв.

УДК 591.92(26)

О возрасте глубоководной донной фауны антарктического происхождения. А. Н. Миронов. — В кн.: Климат и фауна кайнозоя. Л., изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1985, с. 82—87 (Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 130).

Значительное число глубоководных групп донных животных сформировалось в абиссальных районах Антарктики, в которых происходили наиболее ранние и интенсивные изменения условий глубоководного обитания. Это позволяет предполагать, что формирование многих глубоководных таксонов происходило в олигоцене и миоцене одновременно с развитием похолодания и возникновением кайнозойской системы циркуляции придонных вод. Представители большинства глубоководных родов антарктической фауны антарктического происхождения широко расселились в Мировом океане. Североатлантическая северотихоокеанская. Наиболее молодой оказалась глубоководная фауна Арктики. Ил. 1, библ. 40 назв.

УДК 551.782.12/13 : 569.3

К вопросу о перестройке фауны млекопитающих на границе среднего и позднего миоцена. Л. К. Габуния. — В кн.: Климат и фауна кайнозоя. Л., изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1985, с. 88—94 (Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 130).

В раннем сармате область Паратетиса была заселена заметно обедненной среднемиоценовой (или анхитериевой) фауной, содержащей отдельные элементы гиппарионовой фауны, проникшие из Центральной Азии. Вероятно, в начале среднего сармата (или бессарабского времени) распространяются первые гиппарионы. В среднем бессарабии полностью сформировалась гиппарионовая фауна, но элементы анхитериевой фауны продолжали играть в ней важную роль. Некоторые архаичные формы сохранились в течение всего бессарабия. Сходные этапы выделяются, правда менее отчетливо, и в Западной Европе. В Центральной Азии обновление анхитериевой фауны имело место несколько раньше, чем в полосе Паратетиса. В южной части Азии фауна не испытывала существенной перестройки на рубеже среднего и позднего миоцена. Однако гиппарион проник сюда, по-видимому, в то же время, что и во все другие районы Евразии. Табл. 1, библ. 23 назв.

УДК 551.77 : 56.017.2

Резкие изменения климата в кайнозое и их влияние на развитие фауны. Д. Д. Квасов. — В кн.: Климат и фауна кайнозоя. Л., изд. Зоол. ин-та АН СССР, 1985, с. 95—112 (Тр. Зоол. ин-та АН СССР, т. 130).

В начале кайнозоя (65—35 млн. лет назад — палеоцен и эоцен) господствовал теплый климат, подобный климату мезозоя. Австралия тогда находилась южнее, чем теперь, и непосредственно соединялась с Антарктидой — вместе они были единым материком. С ним соединялась Южная Америка — пролива Дрейка не существовало. Две океанические циркуляции (одна в южной половине Тихого океана, другая в Индийском и южной части Атлантического океана) переносили тепло из экваториальных в субполярные широты. Субтропические и тепло-умеренные ландшафты находились на месте современной тундры. Уровень океана стоял высоко, большие площади занимали эпиконтинентальные моря. Фауна палеоцена формировалась из видов, переживших массовое вымирание в конце мела, и из быстро возникавших новых видов, которые занимали свободные экологические ниши. К началу эоцена новые биоценозы уже в основном сложились. На суше господствовали млекопитающие, но они были представлены древними формами (многобугорчатые, сумчатые, кондилартры, креодонты, лемуры, долгопяты и др.). Около 55 млн. л. н. Австралия стала отодвигаться от Антарктиды. Около 35 млн. л. н. пролив между ними был уже широким и глубоким и через него стало проходить Южное Круговое течение. В результате две океанические циркуляции соединились в одну, водообмен между экваториальными и субполярными широтами уменьшился. Климат стал более холодным, возник Восточно-Антарктический ледниковый щит, что вызвало дальнейшее быстрое похолодание. Древние формы млекопитающих вымерли или превратились в «живых ископаемых». Распространились грызуны, копытные, хоботные, «настоящие» хищники, обезьяны. В конце среднего миоцена (14—11 млн. л. н.) значительную ширину и глубину



приобрел пролив Дрейка. Через него стало проходить Южное Круговое течение. В полярных и умеренных широтах вновь похолодало. Западную Антарктиду заняли ледники. В Евразии распространилась гиппарионовая фауна. Около 3 млн. л. н. в Арктике возникли Гренландский и Баренцев ледниковые щиты. Климат стал более холодным и сухим. Появились слоны, быки и лошади. В восточной Африке появился австралопитек. Предлагается оставить в составе палеогена только палеоцен и эоцен; неоген будет состоять из олигоцена, миоцена (современные ранний и средний миоцен) и плиоцена (современные поздний миоцен и ранний плиоцен). Поздний плиоцен предлагается включить в состав четвертичного периода. В течение кайнозоя природа Земли менялась под влиянием перемещения материков, которое приводило к раскрытию одних и закрытию других проливов. В результате менялась циркуляция океана, климат становился более холодным; в Антарктике, а потом и в Северном полушарии возникали ледники, которые вызывали еще большее похолодание. Резкие понижения температур (в особенности то, которое произошло около 35 млн. л. н.) вызывали вымирание очень многих растений и животных. Формы, пережившие вымирание, получили возможность для быстрой эволюции. Самые важные изменения, приведшие к возникновению человека, произошли в отряде приматов. *Ил. 2, табл. 1, библ. 48 назв.*

## СОДЕРЖАНИЕ

|   |     |
|---|-----|
| <i>Скарлато О. А.</i> Причины изменения фаун в кайнозое   | 3   |
| <i>Петрушевская М. Г.</i> О ходе развития радиолярий в высоких широтах Южного полушария в неогене   | 7   |
| <i>Липман Р. Х.</i> Пограничные слои и граница эоцена и олигоцена в Северной Евразии по данным изучения радиолярий  | 21  |
| <i>Голиков А. Н.</i> Этапы и рубежи кайнозоя (анализ хода геологического времени и развития фауны морских брюхоногих моллюсков)   | 31  |
| <i>Амитров О. В.</i> Морские брюхоногие моллюски юга СССР и граница эоцена и олигоцена  | 53  |
| <i>Старобогатов Я. И.</i> Изменения пресноводной малакофауны на рубеже эоцена и олигоцена (к вопросу о возможности оценки глобальных климатических изменений по составу пресноводной малакофауны) | 63  |
| <i>Толстикова Н. В.</i> Влияние климата на изменение палеолимнологических условий и комплексов моллюсков в кайнозое Зайсанской впадины  | 66  |
| <i>Николаева И. А.</i> Изменение комплексов остракод на рубеже эоцена и олигоцена   | 74  |
| <i>Миронов А. Н.</i> О возрасте глубоководной донной фауны антарктического происхождения  | 82  |
| <i>Габуня Л. К.</i> К вопросу о перестройке фауны млекопитающих на границе среднего и позднего миоцена  | 88  |
| <i>Квасов Д. Д.</i> Резкие изменения климата в кайнозое и их влияние на развитие фаун   | 95  |
| Рефераты  | 113 |

## CONTENTS

|   |     |
|---|-----|
| <i>Scarlato O. A.</i> Causes of Cenozoic faunal changes   | 3   |
| <i>Petrushevskaya M. T.</i> On evolution of Radiolaria in high latitudes of Southern Hemisphere in Neogene  | 7   |
| <i>Lipman R. Kh.</i> Boundary layers and Eocene/Oligocene boundary in North Eurasia on Radiolaria data  | 21  |
| <i>Golikov A. N.</i> Cenozoic stages and boundaries (analysis of the trend of geological time and development of marine Gastropoda fauna)   | 31  |
| <i>Amitrov O. V.</i> Marine Gastropoda of southern part of the USSR and Eocene/Oligocene boundary   | 53  |
| <i>Starobogatov Ya. I.</i> Changes in freshwater malacofauna at Eocene/Oligocene boundary (problem of possibility of estimation of global climatic changes according to freshwater malacofauna) | 63  |
| <i>Tolstikova N. V.</i> Climatic influence on paleolimnological and malacofauna changes in Cenozoic of Zaisan Depression  | 66  |
| <i>Nikolaeva I. A.</i> Ostracoda assemblages changes at Eocene/Oligocene boundary   | 74  |
| <i>Mironov A. N.</i> On the age of deep-sea bottom fauna of Antarctic origin  | 82  |
| <i>Gabunia L. K.</i> The problem of transformation of Mammalian fauna at Middle/Late Miocene boundary   | 88  |
| <i>Kvasov D. D.</i> Abrupt climatic changes during the Cenozoic and their influence on faunal development   | 95  |
| Abstracts   | 113 |



**КЛИМАТ И ФАУНА КАЙНОЗОЯ**  
Труды Зоологического института АН СССР

Том 130

Утверждено к печати  
Редакционно-издательским советом  
Зоологического института АН СССР

План 1985 г.

Редактор *Т. А. Асанович*

Художник *С. Е. Станкевич*

---

Сдано в набор 18.10.84. Подписано к печати 03.07.85. М-27936. Формат 70×108/16.  
Бумага № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 7,25. Усл.-печ. л. 10,15.  
Уч.-изд. л. 10. Тираж 700. Заказ № 3821. Цена 1 руб.

---

Зоологический институт АН СССР, 199034, Ленинград, Университетская наб., 1.  
Типография им. Х. Хейдеманна, ЭССР, 202400, г. Тарту, ул. Юликооли, 17/19