

ISSN 0869-592X

Том 8, Номер 3

Май - Июнь 2000



# СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Главный редактор  
Б.С. Соколов



<http://www.maik.rssi.ru>



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

*Российская академия наук*

# **СТРАТИГРАФИЯ. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ**

**Том 8 № 3 2000 Май–Июнь**

Основан в 1993 г.  
Выходит 6 раз в год  
ISSN: 0869-592X

*Главный редактор*  
**Б. С. Соколов**

*Заместитель главного редактора*  
**М. А. Семихатов**

*Ответственный секретарь*  
**А. Б. Герман**

**Члены редакционной коллегии:**

**А. С. Алексеев, М. Н. Алексеев, М. А. Ахметьев,  
И. А. Басов, М. Бассет, В. А. Берггрен, Е. В. Бибилова,  
Н. А. Богданов, О. Валлизер, Ю. Б. Гладенков, А. И. Жамойда,  
В. А. Захаров, Д. Кальо, К. И. Кузнецова, Е. Е. Мусатов,  
Л. А. Невеская, А. Г. Пономаренко, Ю. Ремане, А. Ю. Розанов,  
Б. А. Соколов, Сунь Вейго, М. А. Федонкин, В. Е. Хаин,  
К. Чинзей, Н. М. Чумаков**

*Зав. редакцией* **Т. В. Тришкина**

*Адрес редакции:* 109180 Москва Ж-180, Старомонетный пер., 22,  
Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, комн. 2, тел. 951-21-64

**Москва**  
**Издательство “Наука”**  
**Международная академическая**  
**издательская компания “Наука/Интерпериодика”**

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 8, номер 3, 2000

---

---

Крупномасштабные нарушения гидрологической структуры океана, биотические кризисы и их фиксация в геологической летописи <i>В. Н. Безносков</i>	3
Стриатные миоспоры фанерозоя как индикаторы биотических рубежей и этапности развития палеофлоры <i>Н. Н. Подгайная</i>	14
Проявления пермо-триасового кризиса биосферы в глубоководных отложениях Палеопацифики <i>Н. Ю. Брагин</i>	25
Возраст чокусинских слоев разреза Кызыл-Джар-Чокусу (силур, Северо-Западная Монголия) <i>О. Б. Бондаренко, Чулун Минжин</i>	37
Опорный разрез пограничных силурийско-нижнедевонских отложений восточного склона Северного Урала <i>М. В. Шурьгина, Г. Г. Зенкова, В. С. Милицина</i>	50
Новые данные о верхнемеловых отложениях Северного Подмосковья <i>А. Г. Олферьев, В. С. Вишневецкая, Л. И. Казинцова, Л. Ф. Копаевич, Л. М. Осипова</i>	64
Стратиграфия и геологическое развитие Равнинного Крыма в миоцене <i>И. М. Барг, Т. А. Иванова</i>	83
О связях средне- и позднемиоценовых бассейнов Восточного Паратетиса с соседними морями <i>Л. Б. Ильина</i>	94
Климатостратиграфические подразделения московского горизонта Юго-Западного Подмосковья <i>С. И. Антонов, Е. М. Малаева, Г. И. Рычагов, Н. Г. Судакова</i>	100

---

---

# Contents

---

---

## Vol. 8, No. 3, 2000

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka/Interperiodica" (Russia). *Stratigraphy and Geological Correlation* ISSN 0869-5938.

---

---

Large-Scale Destabilization Events in Hydrological Structure of Oceans, Biotic Crises, and Corresponding Geological Records <i>V. N. Beznosov</i>	3
Phanerozoic Striate Miospores as Indicators of Biotic Events and Stages of Paleoflora Evolution <i>N. N. Podgainaya</i>	14
The Permian–Triassic Crisis in the Biosphere as Manifested in the Paleo-Pacific Deep-Water Sequences <i>N. Yu. Bragin</i>	25
The Age of Chokusu Beds in the Kyzyl-Dzhar-Chokusu Section (the Silurian of Northwestern Mongolia) <i>O. B. Bondarenko and Chuluun Minzhin</i>	37
The Reference Section of Silurian–Lower Devonian Boundary Deposits in the Eastern Slope of the Northern Urals <i>M. V. Shurygina<sup>†</sup>, G. G. Zenkova, and V. S. Militsina</i>	50
New Data on Upper Cretaceous Deposits in the North of Moscow region <i>A. G. Olfer'ev, V. S. Vishnevskaya, L. I. Kazintsova, L. F. Kopaevich, and L. M. Osipova</i>	64
Miocene Stratigraphy and Geological History of the Crimean Plain Region <i>I. M. Barg and T.A. Ivanova</i>	83
On Connections between Basins of the Eastern Paratethys and Adjacent Seas in the Middle and Late Miocene <i>L. B. Il'ina</i>	94
Climatostratigraphic Subdivision of the Moscovian Horizon in the Southeastern Part of the Moscow Area <i>S. I. Antonov, E. M. Malaeva<sup>†</sup>, G. I. Rychagov, N. G. Sudakova</i>	100

---

---

УДК 56.017.4:574.5

## КРУПНОМАСШТАБНЫЕ НАРУШЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ОКЕАНА, БИОТИЧЕСКИЕ КРИЗИСЫ И ИХ ФИКСАЦИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛЕТОПИСИ

© 2000 г. В. Н. Безносков

*Московский государственный университет  
119899 Москва, Воробьевы горы, Россия*

Поступила в редакцию 20.02.98 г.

Изменение пространственной структуры водных масс в морских бассейнах может являться одной из причин возникновения критических событий в истории биосферы. На основе анализа экспериментальных данных и наблюдений, полученных при исследовании современных морских водоемов, рассмотрены экологические процессы, которые могут быть обусловлены этими явлениями. Нарушение стратификации морских вод может привести к образованию высокопродуктивных экосистем с упрощенной структурой. В результате изменения естественного баланса продуцентов органического вещества и его потребителей значительная часть создаваемой биопродукции не используется. Следствием этого может стать изменение процессов осадкообразования.

**Ключевые слова.** Морские бассейны, водные массы, гидрологическая структура, массовые вымирания, детрит, аноксические события, осадкообразование, биогеохимический цикл углерода.

Существует мнение, что одной из причин возникновения критических ситуаций в истории биосферы являлись нарушения пространственной структуры водных масс морей и океанов (Wilde, Berry, 1884; 1986; Wilde et al., 1990; Schindler, 1990; Несов, 1995). Эти события могли повлечь за собой существенные изменения биоты, по которым в сущности и проводятся стратиграфические границы (Соколов, 1978). При этом изменения в биосфере рассматриваются, в основном, как следствие резкой трансформации параметров абиотической среды (температуры, концентрации растворенного кислорода в воде и др.), делающей невозможным или существенно затрудняющей дальнейшее существование значительной части ранее встречавшихся здесь таксонов. Кроме того, также указывается на возможную роль биотических факторов (уничтожение кормовой базы и др.). Значительно реже анализируются изменения структурно-функциональной организации экосистем. Причем, этот анализ, по сути, ограничивается фиксацией самых общих тенденций, например, динамикой таксономического разнообразия или изменением роли отдельных функциональных групп. Это обусловлено тем, что реконструкция событий, основанная на палеонтологических и геологических материалах, отражает уже результаты тех или иных явлений. В целом критические события в истории биосферы сводятся к двум моментам – относительно быстрому исчезновению части ранее отмеченных таксонов и в последующем ускорении радиации в некоторых группах

вследствие возникновения новых экологических ниш. Очевидно, что более углубленное изучение экологических процессов, происходящих в периоды вымирания старой биоты и становления новой, достаточно актуально. Данные, полученные на современных морских водоемах, могут существенно детализировать разрабатываемые модели.

Целью настоящей статьи является обобщение основных экологических процессов, наблюдающихся при нарушениях структуры вод современных морских водоемов. Основанием для нее послужили результаты наблюдений и экспериментов, проведенных в 1983–1990 гг. на Черном море, а также анализ имеющихся литературных данных по этому вопросу. Известно, что структура океанов в истории Земли в периоды “теплой” и “холодной” биосферы (Чумаков, 1995) существенным образом отличалась. С этой точки зрения современное Черное море представляет собой весьма удобный объект исследования. Верхняя, мобильная кислородная зона Черного моря в целом является характерной для современных морских водоемов “холодной” биосферы. А наличие лежащей ниже слабоподвижной сероводородной зоны делает похожим этот водоем на моря прошлых геологических периодов, существовавших в условиях “теплой” биосферы (Wilde et al., 1990; Несов, 1995). Таким образом, исследования, проведенные на этом водоеме, могут дать результаты в той или иной мере пригодные при реконструкции событий двух различных состояний биосферы.

## ОСНОВНЫЕ ВИДЫ НАРУШЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОДОЕМОВ

Прежде чем перейти к дальнейшему рассмотрению проблемы, следует уточнить некоторые используемые понятия. Толща вод любого достаточно крупного водоема неоднородна по своим физико-химическим и биотическим характеристикам и состоит из отдельных водных масс. Каждая водная масса формируется в определенных физико-географических условиях и более или менее устойчиво существует во времени и пространстве (Добровольский, 1961). Она не “растворяется” в окружающей воде и не смешивается полностью с соседними водными массами. Основная причина обособления водных масс – различие в их плотности, что в свою очередь обусловлено различиями в температуре и солености вод. Водная толща подавляющего большинства морских водоемов как современных, так и существовавших в предшествующие геологические периоды, была стратифицирована, т.е. состояла из отдельных водных масс, расположенных в несколько слоев по вертикали. Друг от друга соседние водные массы отделены относительно тонкими слоями – пикноклинами, в которых происходит резкое изменение плотности воды. Такое устойчивое взаимное пространственное расположение водных масс называется гидрологической структурой водоема (Беклемишев и др., 1977).

Основные водные массы морей и океанов существуют в течение длительного – “геологического” времени (Беклемишев, 1969; Лисицын, 1980). В процессе эволюции большинство водных организмов адаптировалось к условиям обитания в определенной водной массе. Очевидно, что нарушение структуры водных масс неминуемо приведет к серьезным экологическим последствиям. Несмотря на это, четко сформулированное определение для подобных явлений до настоящего времени отсутствует. Основное затруднение заключается в том, что гидрологическая структура подвержена постоянным флуктуациям как периодическим (сезонным и многолетним), так и непериодическим, обусловленным, в основном, изменениями гидрометеорологических условий. В большинстве случаев это не только не приводит к разрушению морских экосистем, но, напротив, является одним из условий их нормального существования. В связи с этим необходимо определить, что, собственно, может считаться нарушением. Под “нарушениями” в данной работе понимаются изменения исторически сложившейся пространственной структуры водных масс, не наблюдающиеся в обычных условиях или выходящие за пределы сезонной и многолетней динамики. При нарушении происходит формирование условий, несвойственных для данного водоема.

Если к обычным колебаниям гидрологической структуры организмы приспосабливались в процессе эволюции, то нарушения являются неординарными событиями. Следует подчеркнуть, что океанические апвеллинги и другие, более или менее, постоянно наблюдающиеся подъемы глубинных вод (локальные апвеллинги), с этой точки зрения нарушениями не являются, так как по сути представляют собой один из элементов исторически сложившейся структуры моря, без которого нормальное существование многих экосистем просто невозможно (Виноградов, 1977; Виноградов, Лисицын, 1981). В данном случае нарушением следовало бы считать прекращение апвеллинга.

При описании событий, связанных с нарушением стратификации водных масс, иногда используется термин *overtum*, в переводе с английского – переворот. Однако нарушения гидрологической структуры могут иметь различный характер и данный термин в своем прямом значении может быть применен относительно редко.

Следует остановиться еще на одном немаловажном аспекте рассматриваемых явлений. В данном контексте значительные изменения структуры водных масс только в том случае являются нарушениями, если они происходят за относительно короткий промежуток времени. Можно предположить, что когда процессы изменения структуры водных масс происходят постепенно (без скачкообразных изменений условий) в определенном направлении и с очень малой скоростью, у предшественников морской биоты имеется время для эволюции. Очевидно, что в этих условиях характер экологических последствий будет принципиально иным. Следовательно, для анализа этих ситуаций (процессуальных реконструкций) закономерности, рассматриваемые в настоящей работе, не применимы.

Причины, характер и масштаб нарушений могут быть различны. Нарушения могут происходить вследствие самых различных явлений: вулканизма, тектонических процессов, трансгрессионно-регрессионными событий, падения метеоритов и т.п. Они могут наблюдаться на фоне колебаний уровня морского бассейна и пространственных его границ или происходить без существенных изменений конфигурации. Но, несмотря на значительные отличия природы этих событий, их экологические последствия могут носить сходный характер. Касаясь масштабов нарушений, необходимо подчеркнуть одну важную особенность. Гидрологическая структура океанов, как современных (Лебедев и др., 1974), так и прошедших эпох (Лисицын, 1980), представляет собой единую систему и разрушение одного из ее элементов может повлечь за собой лавинообразную цепную реакцию, приводящую к разрушению других звеньев. В связи с этим, причина местного или регио-

нального характера может обусловить нарушения значительно большего масштаба, вплоть до глобального. Явления, обусловленные нарушением гидрологической структуры, могут носить длительный характер. Каждая фаза этих процессов обладает своей спецификой.

### ИЗМЕНЕНИЕ УСЛОВИЙ СРЕДЫ В МОМЕНТ НАРУШЕНИЯ

Кроме плотности глубинные водные массы, как правило, отличаются от поверхностных значительно более низкой температурой и рядом химических параметров, из которых наибольшее значение для живых организмов имеют: 1) концентрация растворенного кислорода, в большинстве случаев понижающаяся с глубиной; 2) наличие в глубинных водах токсичных соединений (ионы тяжелых металлов, сероводород); 3) увеличивающаяся с глубиной концентрация соединений биогенных элементов, необходимых для создания биологической продукции (азота, фосфора и др.). В значительной мере различия в химическом составе поверхностных и глубинных водных масс обусловлены тем, что постоянно какая-то часть органического вещества в виде отмерших организмов или продуктов их жизнедеятельности под действием силы тяжести оседает на дно водоемов, где происходит их разложение. Часть содержащегося в воде кислорода расходуется на окисление органических веществ. В результате могут возникнуть аноксические условия, сопровождающиеся образованием аммиачных соединений и сероводорода (Wilde et al., 1990). Конечными продуктами распада оседающей органики помимо прочего являются неорганические соединения азота и фосфаты.

Среди многообразных случаев нарушения гидрологической структуры можно выделить два основных типа. В первом случае происходит смешение вод двух или более водных масс. Условия среды при этом резко изменяются и в первый момент в значительной мере определяются физико-химическими свойствами исходных водных масс и соотношением объемов их вод в образующейся новой водной массе. Ко второму типу нарушений можно отнести те случаи, когда водная масса меняет свое пространственное положение и под воздействием другого сочетания внешних факторов, в новом местоположении трансформируется в водную массу, обладающую иными свойствами. Например, после подъема к поверхности глубинной водной массы, не сопровождающегося перемешиванием с поверхностными водами, увеличение уровня инсоляции и контакт с атмосферным воздухом неминуемо приведут к изменению ее основных параметров. Аналогичные по своей значимости изменения водной среды наблюдаются и при опускании поверхностной водной массы на глуби-

ну. Для удобства первый тип нарушения можно обозначить как миктический (от греч. *mixis* – смешение), а второй как хорический (от греч. *choros* – место). Очевидно, что подобное разделение носит весьма условный характер. Практически любое нарушение сопровождается в какой-то степени смешением различных водных масс, а с другой стороны, почти всегда можно допустить, что некоторая часть объема водной массы при миктическом нарушении остается вне зоны контакта, хотя и меняет свое пространственное положение. То есть, тот или иной тип нарушения можно определить скорее как основную тенденцию развития событий. В случае крупномасштабных нарушений гидрологической структуры, по-видимому, полезно было бы рассматривать миктическую и хорическую зоны, в зависимости от преобладания одной из разновидностей процесса.

Характер воздействия миктических нарушений на представителей водной биоты прежде всего зависит и от степени отличия физико-химических свойств смешивающихся водных масс. Очевидно, что чем сильнее различаются водные массы по своим параметрам, тем более значительными будут негативные эффекты. Однако на практике часто возникают некоторые трудности с определением понятий сходства и отличия водных масс в плане их экологического значения. Например, в тех случаях, когда в одной из водных масс содержится сероводород, последствия миктического нарушения для большинства представителей биоты будут носить катастрофический характер, даже если значения всех других параметров в смешивающихся водных массах мало отличаются.

Изменение условий существования планктонных организмов при нарушениях хорического типа носит в целом более плавный характер, хотя и происходит также за относительно короткий промежуток времени. Жизненное пространство организмов бентоса представляет собой местообитание, фиксированное на определенном участке дна. В отличие от пелагических организмов, которые при нарушении хорического типа испытывают влияние хотя и быстрой, но все-таки постепенной трансформации условий своей водной массы, донные организмы сразу попадают из одной водной массы, где они обитали, в другую с отличными от нее условиями. Они как бы “затапливаются” чуждой им водной массой.

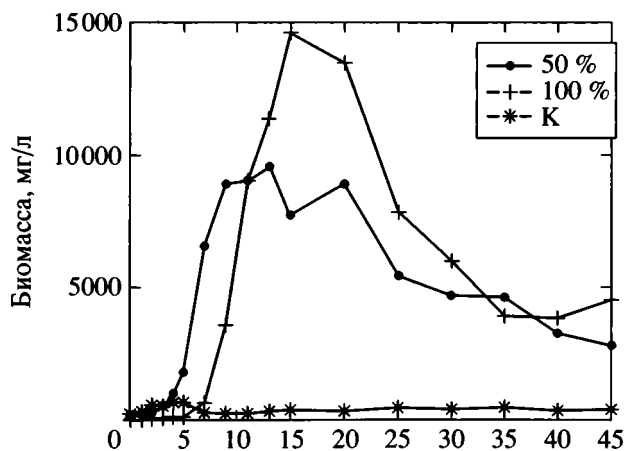
При реконструкции условий, возникающих при изменении структуры водных масс, часто рассматривается роль отдельных факторов, например, концентрации растворенного кислорода, различных ионов и др. В тех случаях, когда изменения среды делают ее практически непригодной для существования большинства таксонов, как в случае подъема вод из сероводородной зоны, по-

**Таблица 1.** Смертность организмов (в %), обитающих в поверхностном слое моря в условиях нарушения микробического типа (добавление в среду 75% воды из глубинной водной массы)

Виды	I	II
<b>Планктонные ракообразные</b>		
<i>Acartia clausi</i> Giesbr.	0	16.5
<i>Oithona minuta</i> Kritcz.	11.5	18.5
<i>Paracalanus parvus</i> Cl.	11.0	20.0
<i>Penilia avirostris</i> Dana	61.5	100.0
<i>Centropages kroyeri</i> Giesbr.	36.5	38.5
<b>Брюхоногие моллюски</b>		
<i>Bittium reticulatum</i> (Costa)	6.3	9.0
<i>Rissoa splendida</i> Eichw.	0	1.7
<b>Двустворчатые моллюски</b>		
Мидия <i>Mytilus galloprovincialis</i> Lam.:		
планктонные личинки (велигеры)	5.7	20.0
моллюски с длиной раковины 4 мм	1.3	6.0
моллюски с длиной раковины 40 мм	0	0
<i>Mytilaster linaetus</i> (Gmelin)	5.0	12.0
<b>Рыбы</b>		
Мальки черноморской хамсы		
<i>Engraulis enerasiholus ponticus</i> Aleksandrov	21.7	73.3
Мальки черноморской ставриды		
<i>Trachurus mediterraneus ponticus</i> Aleev	20.0	81.7

Примечание. I – водная масса “холодного промежуточного слоя” (глубина 60 м, 7.0°C); II – водная масса “субанаэробного слоя” (глубина 120 м, 8.5°C).

добный подход достаточно результативен. Однако когда трансформация среды не носит столь экстремального характера, хотя и приводит к заметным изменениям в биоте, данный метод не



Развитие фитопланктона в экспериментальных емкостях с глубинной водой (100%), со смесью поверхностных и глубинных вод (50%) и в контрольном опыте – К (вода из поверхностного слоя).

всегда применим. Как свидетельствуют результаты экспериментов и наблюдений, проведенных на современных водоемах, существенные изменения в биоте могут происходить и в тех случаях, когда изменения условий на первый взгляд не носят катастрофического характера. Например, воды из различных слоев кислородной зоны Черного моря, исследовавшиеся в экспериментах, не содержали каких либо высокотоксичных соединений, тем не менее воздействие чуждой водной массы вызывало негативные эффекты у организмов, принадлежащих к самым различным таксономическим группам (табл. 1).

### РАЗВИТИЕ ОРГАНИЗМОВ НА УЧАСТКАХ НАРУШЕНИЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

В результате нарушения гидрологической структуры возникает новая водная масса, с иными физико-химическими параметрами. Организмы, пережившие стрессовую ситуацию, оказываются в среде, часто существенно отличающейся от обычной среды их обитания. Иногда эта среда более благоприятна для их развития. Например, происшедшее в результате нарушения гидрологической структуры обогащение поверхностных вод соединениями азота, фосфора и других биогенных элементов может существенно повысить интенсивность развития отдельных видов водорослей. В экспериментах добавление в поверхностный слой моря вод из нижних слоев аэробной зоны приводило к увеличению биомассы планктонных водорослей на 2–3 порядка и даже более (рисунк). Но увеличение биомассы происходило за счет аномального развития нескольких оппортунистических видов, численность других видов в условиях нарушения сокращалась или они исчезали полностью (Безносков, 1995). Даже глубинные воды из сероводородной зоны Черного моря, высокотоксичные для большинства организмов, после кратковременного контакта с атмосферным воздухом, становятся прекрасной средой для развития некоторых видов фитопланктона (Поликарпов и др., 1986; 1993). Аналогичное увеличение роста наблюдалось и в экспериментах с крупными донными водорослями (макрофитами) (Безносков, Побединский, 1988; Безносков, 1989). Увеличение растительной биомассы может вызвать развитие и некоторых видов, ее потребляющих. Например, в условиях искусственного подъема глубинных вод (искусственного апвеллинга) на Черном море происходило не только увеличение массы макрофитов, но и повышение численности мелких брюхоногих моллюсков, питающихся этими водорослями. Возникшие после нарушения условия могут быть благоприятны и для развития некоторых видов животных, рост чис-



ленности которых в нормальных условиях ограничивался конкурентами или хищниками.

В значительной степени на первых этапах характер развития организмов определяется типом нарушения. От этого во многом зависит, с какой скоростью и в каком направлении будут развиваться экологические процессы. Например, в экспериментах, имитировавших нарушение хорического типа, в воде из нижних слоев аэробной зоны Черного моря, поднятых в поверхностный слой, продукция фитопланктона незначительна. Это связано с тем, что в этих слоях фитопланктона очень мало. Кроме того, этот планктон представлен только видами водорослей, имевшимися в глубинных водах до нарушения, в связи с чем его разнообразие невелико, а состав в значительной мере случаен. В условиях нарушения миктического типа, попадание в эти, богатые соединениями фосфора и азота воды, вод из поверхностного горизонта, содержащих физиологически полноценные клетки фитопланктона, вызывает развитие продукционных процессов значительно быстрее. Разнообразие фитопланктона в этом случае существенно выше. Развитие донных сообществ также в значительной мере может определяться типом нарушения. При нарушении хорического типа, когда организмы бентоса затопливаются чуждой им водной массой, их разнообразие в последующий период может быть значительно ниже, чем при нарушении миктического типа. Очевидно, что в случае эпизодического локального нарушения вне зависимости от его типа состав сообществ планктона и бентоса может быстро восстановиться за счет миграции организмов из участков, не затронутых нарушением. Но, в том случае, когда нарушение гидрологической структуры охватывает в той или иной степени изолированный водоем, а также если оно происходит в течение достаточно длительного времени (постоянно или периодически), тип нарушения будет играть значительную роль. В отличие от ситуации, наблюдающейся непосредственно в момент нарушения, в последующий период важное значение могут иметь биотические факторы, обусловленные различными взаимодействиями между организмами. Например, результаты экспериментов с природным фитопланктоном показали, что часть видов, относительно хорошо переносящая изменение абиотических условий в момент нарушения, в дальнейшем процессе исчезла, не выдержав конкуренции с другими развивающимися формами водорослей (Безносков, 1995). В экспериментах в период бурного развития фитопланктона в среде, состоящей из смеси вод глубинных и поверхностных водных масс, практически всегда наблюдалась гибель различных организмов зоопланктона. Массовая гибель различных видов зоопланктона в результате отравления продуктами жизнедеятельности водорослей в периоды "цве-

тения" планктонных водорослей ("красные приливы") неоднократно отмечалась в различных водоемах, в том числе и в Черном море, и в естественных условиях (Коваль, 1984). Таким образом, исчезновение вследствие нарушения гидрологической структуры из водных сообществ представителей флоры и фауны было обусловлено двумя категориями причин. Во-первых, это гибель организмов в момент нарушения гидрологической структуры в результате катастрофического изменения условий. И, во-вторых, это элиминация в ходе дальнейших экологических процессов.

### ИЗМЕНЕНИЯ СТРУКТУРНО-ФУНКЦИОНАЛЬНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ЭКОСИСТЕМ

Для того, чтобы в достаточной мере охарактеризовать экологические процессы, происходящие на участках нарушений гидрологической структуры, необходимо провести анализ изменений морской экосистемы в целом, поскольку эти процессы по своему характеру могут существенно отличаться от тех, которые можно реконструировать только на основании результатов анализа распространения и встречаемости отдельных таксонов. Основными элементами экосистем являются: 1) продуценты, синтезирующие органическое вещество; 2) консументы, его потребляющие; 3) редуценты, осуществляющие полную минерализацию органического вещества. Почти вся биологическая продукция, создаваемая в морских водоемах в ходе фотосинтеза, образуется в пределах так называемой фотической зоны в поверхностном слое моря. Функционирование этой части морской макроэкосистемы определяет уровень развития биотических сообществ и в нижележащих слоях (Виноградов, Лисицын, 1981; Лисицын, Виноградов, 1982; Лисицын, 1986). В связи с этим, исследование возможных последствий нарушения гидрологической структуры в фотической зоне морских водоемов представляется наиболее актуальным.

Основными продуцентами в водных экосистемах являются фитопланктон и, в прибрежной зоне, крупные донные растения – макрофиты. Реакция этой группы организмов весьма неоднозначна. С одной стороны, изменение условий (например, резкое понижение температуры), обусловленное нарушением, оказывает негативное воздействие. С другой стороны, увеличение в поверхностном слое концентрации биогенов (азота, фосфора и др.) может вызвать существенное увеличение биомассы фитопланктона и макрофитов (Toyota, Nakashima, 1987; Безносков, Побединский, 1988; Безносков, 1995). Таким образом, несмотря на то, что многие виды продуцентов при нарушении структуры водных масс снижают свою численность или исчезают из состава биоты, суммар-

ная продукция этого трофического уровня в целом может существенно возрасти. Но следует особо подчеркнуть, что подъем биогенных элементов из глубоких слоев обуславливает только потенциальную возможность увеличения биологической продукции. В реальной ситуации непрерывным условием увеличения биомассы фитопланктона является сохранность образовавшейся в результате нарушения водной массы в течение достаточно длительного времени, необходимого для развития водорослей. В тех случаях, когда область нарушения носит временный или неустойчивый характер, воздействие ограничивается только негативными эффектами, связанными с изменением условий обитания водных организмов. На участках локальных подъемов глубинных вод увеличение количества фитопланктона часто не наблюдается, так как глубинная вода уносится течением и быстро "растворяется" в поверхностной водной массе. Однако в этих условиях может также наблюдаться интенсивное развитие прикрепленных растений (Безносков, 1989). В отличие от планктонных водорослей, они могут использовать биогены из омывающих их глубинных вод в зоне подъема глубинных вод, даже если она составляет несколько сотен квадратных метров.

Значительная часть животных-консументов, обитающих как в поверхностном слое моря, так и в более глубоких слоях, в результате различных последствий нарушения может погибнуть. В дальнейшем у различных видов наблюдаются уменьшение численности, снижение темпов роста и размножения (Безносков, 1989, 1995). Таким образом, интенсивность процессов жизнедеятельности этого трофического уровня может существенно снизиться.

Понижение температуры поверхностных вод, часто сопутствующее нарушению гидрологической структуры в целом, вызывает уменьшение интенсивности размножения бактерий, являющихся основными редуцентами (Безносков, Побединский, 1987). Несмотря на это, в некоторых опытах, имитирующих подобные ситуации, общая численность и биомасса бактерий резко возрастали по сравнению со средними значениями этих величин в поверхностном слое (Безносков, 1995). Это связано с интенсификацией процессов разложения накопленной в глубинных слоях органики в результате относительного повышения температуры, при подъеме этих вод к поверхности.

Таким образом, нарушение гидрологической структуры моря существенным образом воздействует на все трофические уровни экосистемы фотической зоны, но результаты этого воздействия для каждого из них принципиально отличны. В результате нарушения гидрологической структуры моря в фотической зоне может наблюдаться резкое увеличение растительной биомассы за

счет аномального развития нескольких оппортунистических видов фитопланктона и макрофитов. На фоне одновременного подавления процессов жизнедеятельности и сокращения численности у консументов это неминуемо приводит к несбалансированности трофических уровней, заключающейся в том, что значительная часть создаваемого фотосинтетиками органического вещества не используется в последующих звеньях трофической цепи. В современных морских экосистемах возникновение такого несбалансированного продукционного цикла с диспропорциональным развитием фитопланктона, вызванного различными причинами, описано для различных частей Мирового океана (Cushing, 1959; Гейнрих, 1971).

### ПРОЦЕСС ДЕТРИТООБРАЗОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ НАРУШЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОД

Сравнивая характер воздействия возможных последствий нарушения гидрологической структуры моря на экосистему фотической зоны, можно заключить, что в этих условиях будет образовываться значительное количество "избыточного" органического вещества. Это вещество, синтезируемое продуцентами, но недоиспользованное организмами в пределах поверхностного слоя, поступает в нижележащие слои водоема. В условиях устойчивой гидрологической структуры в современных морских водоемах в среднем только не более 5–10% углерода, фиксируемого фитопланктоном, уходит из поверхностной водной массы на глубину (Израэль, Цыбань, 1989; Кузнецов, 1993; Цыбань, Мошаров, 1995; Кузнецов, Троцюк, 1995). Осаждение органического материала в сбалансированных экосистемах осуществляется не столько в форме органо-минеральной взвеси из остатков планктонных организмов, сколько благодаря деятельности организмов-фильтраторов, в виде фекальных комочков – пеллет (Лисицын, Виноградов, 1982; Лисицын, 1986). Более мелкая фракция органической взвеси в значительной мере разлагается в толще воды, не достигнув дна. Нельзя исключить, что какая-то часть этой фракции самостоятельно опускается на дно, но ее доля в нормальных условиях крайне незначительна (Богданов и др., 1971). При нарушении гидрологической структуры этот путь седиментации может стать преобладающим. На основании полученных экспериментальных данных можно предположить, что при нарушении деятельности зоопланктонных фильтраторов в целом может существенно понизиться. В результате значительная часть органического вещества из фотической зоны будет транспортироваться в более глубокие слои в виде мелкой взвеси. Сходные явления иногда и наблюдаются в естественных условиях. Например, в умеренных областях ве-

Таблица 2. Содержание детрита в мезокосмах в конце экспериментов

Вариант опыта	Содержание детрита мг сырого веса/л
Условия нарушения миктического типа (мезокосмы, содержащие смесь вод поверхностного слоя с водами глубинной водной массы “холодного промежуточного слоя” в соотношении 50 : 50, экспонировавшиеся в поверхностном слое)	2176.3 ± 692.1
Условия нарушения хорического типа (мезокосмы, содержащие воду из “холодного промежуточного слоя”, экспонировавшиеся в поверхностном слое)	1809.7 ± 559.4
Контрольный опыт (мезокосмы с водой из поверхностного слоя, экспонировавшиеся в тех же условиях)	179.5 ± 64.8

сеннее развитие фитопланктона обычно происходит несколько раньше, чем развитие питающегося им зоопланктона. Благодаря этому возникает несбалансированность: значительная часть клеток фитопланктона остается непотребленной и опускается в глубинные слои, обогащая донные осадки органическим веществом и скелетными элементами (Виноградов, Лисицын, 1981). Резкое увеличение темпов детритообразования и характера седиментации наблюдается также и при несбалансированности экосистем в районах апвеллингов (Виноградов, 1986), где количество органического вещества, уходящее за пределы фотической зоны, может возрасти – до 30–40% органического углерода, образовавшегося в процессе фотосинтеза (Гордеев и др., 1983). Однако следует обратить внимание, что несбалансированность в районах апвеллингов, как правило, наиболее заметно проявляется в тех случаях, когда подъем глубинных вод происходит в течение относительно непродолжительного времени (Гейнрих, 1971), т.е. в случаях наиболее сходных по своему характеру с нарушениями гидрологической структуры. Если апвеллинг действует постоянно и с одинаковой интенсивностью, продукционный цикл может быть вполне сбалансирован (Виноградов, Шушкина, 1987), поскольку морская экосистема в этом районе адаптирована именно к этим условиям, а эволюция экосистем всегда идет в направлении наиболее полного использования ресурсов среды (Горшков, 1985).

Следовало бы ожидать, что в экспериментах, имитировавших условия нарушения гидрологической структуры, в период бурного развития фитопланктона при отсутствии зоопланктонных фильтраторов будет образовываться большое количество мелкоразмерной взвеси, состоящей из отмерших водорослевых и бактериальных клеток. Однако в многочисленных экспериментах наблюдалось образование не мелкоразмерной взвеси, а большого количества крупных (размером 2–3 мм и более) хлопьев, состоящих из клеток фитопланктона и неидентифицируемой массы. По-видимому, флокуляция мелкоразмерной органической взвеси была вызвана сопутствующим

процессу интенсивного фотосинтеза выделением в среду большого количества поверхностно активных веществ, “склеивающих” отдельные частицы (Израэль, Цыбань, 1989).

В табл. 2 представлены результаты экспериментального исследования процесса детритообразования в 200-литровых экспериментальных емкостях (мезокосмах) из светопроницаемой пленки. Эти мезокосмы представляли собой изолированные объемы морской среды, вместе с обитающими в ней планктонными организмами, экспонировавшиеся в поверхностном слое. В конце экспериментов в контрольных вариантах опыта (вода из поверхностного слоя) количество образовавшегося детрита было относительно невелико. В основном он состоял из пеллет зоопланктона. В мезокосмах с глубинной водой зоопланктон частично погиб в начале экспериментов в результате изменения условий среды и почти полностью исчез после “цветения” фитопланктона. Необходимо отметить, что при просмотре хлопьев под микроскопом в их составе было обнаружено некоторое количество жизнеспособных клеток фитопланктона. Однако анализируя процесс детритообразования, эти клетки можно также рассматривать как часть детрита. Пребывание в поверхностном слое живых клеток планктонных организмов, включенных в процессе флокуляции в состав хлопьев, вероятно, было бы непродолжительным. По имеющимся наблюдениям плавучесть хлопьев была заведомо отрицательной – после интенсивного взмучивания при отборе проб оседание основной массы хлопьев осадка происходило менее чем за 4–5 мин. Наличие живых клеток водорослей в оседающих хлопьевидных агрегатах “морского снега” неоднократно отмечалось в современных морях. Например, в Черном море, эти клетки, еще сохранившие оболочку, ядро и пигментированную протоплазму, встречались в сероводородной зоне (где их существование исключено) на глубине 300–500 м (Кондратьева, Серебров, 1975). Несомненно, это свидетельствует о весьма высокой скорости их седиментации. В работе Л.П. Лебедевой с соавторами (1982) для расчетов скорости погружения отмерших организмов

зоопланктона применялась формула:  $V = 1.5 l$  мм/с, где  $l$  – длина объекта в мм.

Проведенное автором экспериментальное исследование скорости опускания хлопьев показало применимость данной формулы и для этого случая. Как свидетельствуют простейшие расчеты, время, необходимое для опускания большей части образовавшихся частиц за пределы фотической зоны в условиях неподвижной однородной среды, в среднем составляет от нескольких часов до нескольких суток. Очевидно, что в реальной ситуации на этот процесс неминуемого будет оказывать влияние движение воды. Замедление погружения частиц может наблюдаться в зонах пикноклинов (Израэль, Цыбань, 1989), хотя при нарушении гидрологической структуры эти слои могут исчезнуть. Но в любом случае несбалансированное увеличение первичной продукции в поверхностном слое вызовет значительное увеличение потока детрита в нижележащие горизонты водной толщи. По-видимому, в некоторых случаях следствием этих процессов будет являться увеличение интенсивности отложения органического вещества в донных осадках. В пользу данного предположения свидетельствует тот факт, что наиболее богатые органическим веществом донные отложения формируются в районах Мирового океана, пелагические сообщества поверхностных вод в которых также характеризуются несбалансированностью трофических уровней (Виноградов, Лисицын, 1981). Увеличение потока органического вещества в нижележащие слои на участках нарушений неминуемо приводит к изменению облика бентических сообществ даже в тех случаях, когда придонные слои не затронуты нарушением. Возможно образование аноксических условий. Этот процесс, по-видимому, соответствует явлениям, которые А.П. Кузнецов (1980) назвал “эвтрофическим парадоксом”. Суть их заключается в том, что несбалансированное увеличение уровня продукции морского фитопланктона не только не повышает продуктивность донных сообществ, но и делает невозможным их дальнейшее существование.

Таким образом, последствия даже локального нарушения гидрологической структуры представляют собой многоступенчатый лавинообразный процесс, в котором само по себе изменение условий в момент нарушения является только стартовым событием. В конкретных случаях характер изменений в морской экосистеме может носить весьма различный характер – от снижения численности, темпов роста отдельных видов и падения разнообразия водных сообществ до полной деградации ранее существовавшей экосистемы, например, в результате развития заморных явлений.

## ВОЗМОЖНОЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ НАРУШЕНИЙ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ НА КЛИМАТ И БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ ЦИКЛ УГЛЕРОДА

Поскольку гидрологическая структура морских водоемов является важнейшим климатообразующим фактором, нарушения достаточно большого масштаба неминуемо оказывают заметное влияние на климат. При этом, характер этого воздействия складывается из двух различных по своей природе процессов.

Как правило, глубинные водные массы имеют значительно более низкую температуру, в связи с этим нарушения гидрологической структуры часто сопровождаются понижением температуры поверхностных вод. Это может привести к изменению процессов теплообмена на отдельных участках контактной зоны гидросферы и атмосферы. Однако не менее, а скорее более серьезные последствия могут происходить в результате развития процессов, обусловленных изменением функционирования водных экосистем. Поскольку нарушение гидрологической структуры в целом создает предпосылки для формирования биогенных осадков, можно предположить, что при этом значительное количество углерода, содержащегося в атмосфере и гидросфере, может быть переведено в осадки. Известно, что соотношение между общим содержанием подвижных соединений углерода и его количеством, находящимся в составе осадочных пород, является одним из важнейших факторов, определяющих климат планеты (Будыко, Израэль, 1987). Возможно, что именно такие крупномасштабные нарушения гидрологической структуры океана, оказавшие заметное воздействие на углеродный цикл, неоднократно происходили и в прошедшие геологические эпохи (Малиновский, 1993). Обусловленные этими явлениями глобальные климатические изменения приводили к радикальным перестройкам в биосфере. В заключение следует обратить внимание еще на одно немаловажное обстоятельство. Единичное кратковременное, но достаточно масштабное нарушение структуры водных масс, не приводящее к устойчивому изменению океанической циркуляции и колебаниям уровня океана, но на какое-то весьма непродолжительное время обогатившее фотическую зону биогенами, может вызвать необратимые климатические изменения. Поэтому можно не согласиться с Л.А. Несовым (1995), утверждавшим, что падения крупных метеоритов не могли повлиять на климат планеты и структуру ее экосистем.

## ПРИЗНАКИ КРУПНОМАСШТАБНОГО НАРУШЕНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛЕТОПИСИ

Процессы, обусловленные нарушением гидрологической структуры морей и океанов, могут носить весьма различный характер. Можно предположить, что во многих случаях их результаты отражаются в геологических и палеонтологических материалах как отдельные, часто внешне разнородные события. При этом явления, обусловленные одним и тем же событием, могут быть разделены временным интервалом. В связи с этим возникает необходимость выделения отдельных проявлений нарушения гидрологической структуры, которые могли быть зафиксированы на ископаемом материале.

1. Свидетельства собственно события нарушения структуры водных масс.

1.1. Нарушения структуры водных масс часто сопровождаются массовой гибелью водных организмов. Характер этого события (в том числе, степень избирательности в отношении отдельных таксонов) определяется конкретными условиями и во многом зависит от типа нарушения. В целом, при нарушениях хорического типа, планктон испытывает меньшее воздействие, чем донные организмы, которые “затапливаются” чуждой им водной массой. При нарушениях миктического типа степень изменения среды для бентоса может быть меньше, а для планктона больше, чем при нарушениях хорического типа. Однако критическое изменение условий в геологическом масштабе времени столь кратковременно, что на палеонтологическом материале оно может и не быть распознано. Изменение условий в момент нарушения, как правило, происходит неравномерно по площади и ранее существовавшая биота может на определенное время кое-где сохраниться. В этом случае вполне вероятно быстрое восстановление биоты за счет распространения организмов из зон, не затронутых нарушением. Это происходит даже после подъема высокотоксичных сероводородных вод, поскольку в результате контакта с атмосферным воздухом происходит их детоксикация (Поликарпов и др., 1986). Эти участки поверхностного слоя моря вновь становятся пригодными для жизни и могут быть вторично заселены.

Следует также отметить, что момент нарушения структуры водных масс не всегда сопровождается гибелью организмов. В частности, последствием нарушения стратификации вод может являться ликвидация аноксических условий в придонном слое и его последующее заселение организмами.

1.2. Нарушение может быть зафиксировано по резкому колебанию химического (изотопного)

состава донных отложений и ископаемых остатков организмов. Например, о крупномасштабном нарушении гидрологической структуры океана на границе перми и триаса, возможно, свидетельствуют данные, полученные А. Гофманом (Hoffman, 1989) при исследовании изотопного состава остатков организмов. По его мнению в конце пермского периода геологически мгновенно на дно поступили водные массы, богатые кислородом. В поверхностных слоях океана, напротив, отмечено резкое понижение концентрации кислорода.

1.3. Можно также предположить, что крупные нарушения гидрологической структуры могут сопровождаться возникновением в придонных слоях океанов мощных течений, вызывающих размывание осадков и их переотложение.

1.4. Возможным свидетельством нарушения структуры водных масс может являться “мгновенное” с геологической точки зрения изменение вертикальной локализации донных биоценозов. Аналогичные факты отмечены в современных морях. Например, в местах подъема глубинных вод наблюдается и “подъем” глубинных биоценозов на меньшие глубины, по сравнению с другими участками акватории (Ghelardi, North, 1958).

2. Возможные проявления процессов, связанных с изменением структурно-функциональной организации экосистем, вследствие нарушения структуры водных масс.

2.1. Следствием крупномасштабного нарушения гидрологической структуры могут являться события массовой смертности, происходящие в различное время в результате вторичных явлений (например, интоксикации организмов во время “цветения” фитопланктона или возникновения заморозов).

2.2. Изменение условий, вызванное нарушением гидрологической структуры, приводит не только к массовой гибели организмов, но и вызывает бурное развитие некоторых таксонов. Поэтому свидетельством нарушения может явиться резкое увеличение численности оппортунистических видов.

2.3. Разрушение структурно-функциональной организации экосистемы вследствие несбалансированного увеличения биопродукции может проявляться в виде длительного ступенчатого процесса. Между ликвидацией старых и становлением новых устойчивых экосистем, в полной мере использующих ресурсы среды, должен пройти определенный период. Эволюция экосистем принципиально отлична от эволюции отдельных видов. Становление новых экосистем идет путем подбора наиболее удачных сочетаний разнородных блоков – продуцентов органического вещества и его потребителей (Заварзин, 1993). Можно предположить, что довольно длительное время после разрушения ранее существовавших водных

масс в океане возникают сменяющие друг друга относительно недолго существующие (в геологическом смысле) экосистемы, характеризующиеся существенно более низким уровнем разнообразия и значительно упрощенной трофической цепью. Так как для эволюции организмов и образования новых форм, более отвечающим новым условиям, необходим достаточный большой промежуток времени, эти экосистемы, в основном, должны состоять из ранее существовавших видов, хотя роль этих видов может существенно измениться. В совокупности наблюдавшееся при этом снижение численности, сужение ареалов видов и уменьшение разнообразия, на палеонтологическом материале создают картину “медленного” вымирания.

2.4. Следствием нарушения могут являться изменения характера осадочного материала и темпов осадконакопления. Возможно, что некоторый интерес для палеонтологов представляет следующее наблюдение. В нормальных условиях поступление на дно мелких органических остатков происходит, как уже указывалось, в основном в форме фекальных комочков. При этом следует учесть, что во время осаждения в процессе многократного потребления организмами зоопланктона органическая взвесь подвергается механической и биохимической обработке. В условиях нарушения этого может не наблюдаться. Кроме того, в хлопьевидных агрегатах “морского снега” на дно довольно быстро могут транспортироваться и живые планктонные организмы. В связи с этим можно ожидать, что в периоды после нарушений сохранность микрофоссилий будет улучшаться.

2.5. Результатом нарушения может быть возникновение аноксических условий вследствие дисбаланса продукционных процессов.

3. Изменение климата, обусловленное нарушением биогеохимических процессов. Очевидно, что подобные явления воздействуют на биосферу в целом и всегда находят отражение в геологической летописи. Однако от самого по себе события нарушения гидрологической структуры эти последствия отделены значительным временем. По этой причине связь этих явлений установить достаточно затруднительно.

Изложенные в статье материалы можно резюмировать в виде двух основных заключений. Во-первых, наиболее заметные проявления крупномасштабных нарушений гидрологической структуры морей и океанов, фиксируемые на геологическом и палеонтологическом материале (например, изменение характера осадков, окончательное исчезновение таксонов), могут быть в той или иной степени отдалены по времени от этих событий.

Во-вторых, в конечном итоге степень биотических изменений при нарушениях гидрологичес-

кой структуры определяется не токсичностью поднимающихся к поверхности глубинных вод, а возможным последующим изменением баланса биопродукционных процессов в морской экосистеме. Подъем в фотическую зону аэрированных глубинных вод может вызвать не менее катастрофические последствия, чем подъем сероводородных вод, если в них содержится достаточно высокая концентрация основных биогенных элементов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Безносков В.Н.* Особенности роста гидробионтов в зоне искусственного апвеллинга // Докл. МОИП. Зоол. и ботаника. 1989. С. 42–44.
- Безносков В.Н.* Влияние глубинных вод аэробной зоны Черного моря на жизнедеятельность гидробионтов // Автореф. дис. ... канд. биол. наук. М.: МГУ, 1995. 23 с.
- Безносков В.Н., Побединский Н.А.* Рост цистозирры в зоне искусственного апвеллинга // III Всес. конф. по морской биологии. Тез. докл. Ч. 2. Киев: Изд-во АН УССР, 1988. С. 196.
- Безносков В.Н., Побединский Н.А.* Формирование бактериального перифитона в зоне искусственного апвеллинга // Проблемы биотехнологии. Материалы научн. конф. Междунар. биол. центра МГУ. М.: МБЦ МГУ, 1997. С. 23.
- Беклемишев К.В.* Экология и биогеография пелагиали // М.: Наука, 1969. 291 с.
- Беклемишев К.В., Парин Н.В., Семин Г.И.* Пелагиаль // Океанология. Биология океана. Т. 1. Биологическая структура океана. М.: Наука, 1977. С. 219–260.
- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Романкевич Е.А.* Органическое вещество взвесей и донных осадков морей и океанов // Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1971. С. 35–103.
- Антропогенные изменения климата / Будыко М.И., Израэль Ю.А. (ред.). Л.: Гидрометеоздат, 1987. 406 с.
- Виноградов М.Е.* Пространственно-динамический аспект существования сообществ пелагиали // Океанология. Биология океана. Т. 2. Биологическая продуктивность океана. М.: Наука, 1977. С. 14–23.
- Виноградов М.Е.* Зависимость процессов детритообразования от пространственно-временных изменений планктонных сообществ // Биодифференциация осадочного вещества в морях и океанах. Ростов н/Д: Изд. Ростовск. ун-та, 1986. С. 66–76.
- Виноградов М.Е., Лисицын А.П.* Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков. Закономерности распределения планктона и бентоса в океане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 3. С. 5–25.
- Виноградов М.Е., Шушкина Э.А.* Функционирование планктонных сообществ эпипелагиали океана. М.: Наука, 1987. 240 с.
- Гейнрих А.К.* Продукционные циклы в морской пелагиали // Основы биол. продуктивности океана и ее использование. М.: Наука, 1971. С. 43–69.
- Гордеев В.В., Демина Л.Л., Романкевич Е.А., Белая А.Н.* Биогеохимическая характеристика вод перу-

- анского апвеллинга // Биопродуктивность экосистем апвеллингов. М.: Ин-т Океанологии АН СССР, 1983. С. 52–62.
- Горшков В.Г. Устойчивость биогеохимических круговоротов // Экология. 1985. № 2. С. 3–12.
- Добровольский А.Д. Об определении водных масс // Океанология. 1961. Т. 1. Вып. 1. С. 12–24.
- Заварзин Г.А. Развитие микробных сообществ в истории Земли // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 212–222.
- Израэль Ю.А., Цыбань А.В. Антропогенная экология океана. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 528 с.
- Коваль Л.Г. Зоо- и некрозоопланктон Черного моря. Киев: Наукова думка, 1984. 127 с.
- Кондратьева Т.М., Серебров Л.И. О нахождении крупных частиц взвешенного органического вещества (“морского снега”) в водах Черного моря // Экспедиционные исследования в Средиземном и Черном морях в ноябре–декабре 1971 г. Киев: Наукова думка, 1975. С. 134–144.
- Кузнецов А.П. Экология донных сообществ Мирового океана. (Трофическая структура морской фауны.) М.: Наука, 1980. 244 с.
- Кузнецов А.П. О фотосинтезе, биотическом балансе и трофической структуре морской донной биоты // Изв. РАН. Сер. биол. 1993. № 2. С. 287–304.
- Кузнецов А.П., Троцюк В.Я. О масштабах бассейновых “захоронений” органического вещества в морских осадках // Изв. РАН. Сер. биол. 1995. № 5. С. 606–611.
- Лебедев В.Л., Айзатуллин Т.А., Хайлов К.М. Океан как динамическая система. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 208 с.
- Лебедева Л.П., Виноградов М.Е., Шушкина Э.А., Сажин А.Ф. Оценка интенсивности процесса детритообразования в морских планктонных сообществах // Океанология. 1982. Т. 22. Вып. 4. С. 652–659.
- Лисицын А.П. Палеоокеанология // Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 386–405.
- Лисицын А.П. Палеоокеанология // Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 386–407.
- Лисицын А.П. Биодифференциация вещества в океане и осадочный процесс // Ростов н/Д: Изд. Ростовск. ун-та, 1986. С. 3–66.
- Лисицын А.П., Виноградов М.Е. Глобальные закономерности распределения жизни в океане и их отражение в составе донных осадков. Образование и распределение биогенных осадков // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1982. № 4. С. 5–24.
- Малиновский Ю.М. Биосферные ритмы и задачи их изучения // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы. М.: Наука, 1993. С. 191–201.
- Несов Л.А. Планетарные смены климатов и биоса как последствия изменений вертикальной циркуляции в океане // Тр. XXXVI сессии ВПО. Л.: Наука, 1995. С. 14–20.
- Поликарпов Г.Г., Лазоренко Г.Е., Гулин М.Б., Гулин С.Б. Сравнительное изучение биогенных свойств глубинных вод Черного моря, Балтийского моря (Готландской котловины) и Бискайского залива // Докл. АН Украины. 1993. № 6. С. 167–170.
- Поликарпов Г.Г., Лазоренко Г.Е., Терещенко И.Н. Ксенобиотические и биогенные свойства водной среды восстановительной зоны Черного моря для морских водорослей // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 4. С. 76–79.
- Соколов Б.С. Этапность развития органического мира и биостратиграфические границы // Проблемы этапности развития органического мира. Тр. XVIII сессии ВПО. Л.: Наука, 1978. С. 5–11.
- Цыбань А.В., Мошаров С.А. Биогенная седиментация и ее роль в переносе и депонировании загрязняющих веществ в морских экосистемах // Метеорология и гидрология. 1995. № 11. С. 63–71.
- Чумаков Н.М. Проблема теплой биосферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 3–14.
- Cushing D.H. On the nature of production in the sea // Fish. Invest. 1959. Sr. 11. V. 22. № 6. P. 39–42.
- Ghelardi R.Y., North W.J. A possible ecological effect of upwelling in a submarine canyon // Nature. 1958. V. 181. № 4603. P. 207–208.
- Hoffman A. What, if anything, are mass extinctions? // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1989. B. 325. № 1228. P. 253–261.
- Schindler E. The late Frasnian (Upper Devonian) Kellwasser Crisis // Global Bio-Events. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag, 1990. V. 30. P. 151–159.
- Toyota T., Nakashima T. Using deep sea-water for biological production // Oceanus. 1987. V. 30. № 1. P. 39–42.
- Wilde P., Berry W.B.N. Destabilization of the Oceanic Density Structure and its significance to Matine “Extinction” Events // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1984. V. 48. № 2. P. 143–162.
- Wilde P., Berry W.B.N. The role of oceanographic factors in the generation of global bioevents // Global Bio-Events. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag, 1986. V. 8. P. 75–91.
- Wilde P., Quinby-Hunt M.S., Berry W.B.N. Vertical advection from oxic or anoxic water from the main pycnocline as a cause of rapid extinction or rapid radiations // Global Bio-Events. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag, 1990. V. 30. P. 85–98.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 561.07:531.733/734

## СТРИАТНЫЕ МИОСПОРЫ ФАНЕРОЗОЯ КАК ИНДИКАТОРЫ БИОТИЧЕСКИХ РУБЕЖЕЙ И ЭТАПНОСТИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОФЛОРЫ

© 2000 г. Н. Н. Подгайная

“*Нижеволжскгеология*”, 410710 Саратов, ул. Зарубина, 28, Россия

Поступила в редакцию 22.09.97 г., получена после доработки 02.03.98 г.

В статье приводятся сведения из истории развития феномена стриа́тности. Установлено, что первые стриа́тные миоспоры появились в конце силура–начале девона. За более чем 400 млн. лет существования феномена стриа́тности количества “стриатных родов” изменялись и различны для каждого из геологических периодов среднего–позднего фанерозоя. Колебания численности “стриатных родов” четко следуют и, вероятно, зависят от главных фаз орогенезов, трансгрессий, регрессий, оледенений, аридизаций и гумидизаций климата. На основании таких колебаний в развитии флоры фанерозоя можно выделить этапы гомеостазов, кризисов и переходные. Приводятся краткие характеристики этапов. Растения со стриа́тными миоспорами, очевидно, заполняли освободившиеся от вымирания предшественников экологические ниши. Вследствие этого стриа́тные миоспоры могут использоваться как индикаторы биотических рубежей и этапности развития палеофлоры. В качестве конкретного примера выделения биотических рубежей и флористических этапов рассматривается пермская палинофлора юго-западного Прикаспия. В развитии этой палинофлоры наблюдаются два крупных биотических рубежа (на границе ниже- и верхнеартинских подъярусов, уфимского и казанского ярусов), разделяющие историю пермской флоры на три этапа, характеризующих соответственно нижний, средний и верхний отделы пермской системы.

**Ключевые слова.** Стриа́тные миоспоры, таксоны, фанерозой, пермь, биотические рубежи, этапы, палеофлора, палинофлора.

### ВВЕДЕНИЕ

При изучении этапности развития био- и литосферы Земли первостепенную важность представляет выявление биотических рубежей, т.е. рубежей, которые фиксируются существенными изменениями климата, состава и организации биоты, режима осадконакопления. Для того, чтобы правильно обнаруживать такие рубежи необходимы индикаторы кардинальных изменений, позволяющие не только определять подобные трансформации, но и понимать, с какими явлениями они связаны и какими обусловлены. По представлениям автора, сформированным на основании большого практического опыта по изучению палинофлор среднего–позднего фанерозоя, к универсальным индикаторам флористических этапов и биотических рубежей могут быть отнесены стриа́тные миоспоры.

Стриа́тные миоспоры – это полосатые миоспоры, со скульптурными элементами, образующими валики, ребра, тяжи, желобки, струйки, ориентированные чаще всего однонаправленно (Кремп, 1967). За счет ориентированного расположения скульптурных элементов такие миоспоры весьма примечательны. Поэтому среди огромного разнообразия дисперсных миоспор, выделяемых из разновозрастных отложений среднего–позднего фа-

нерозоя, они так или иначе обращают на себя внимание исследователей. Об этом свидетельствуют фотоматериалы, иллюстрирующие многочисленные палинологические публикации.

Занимаясь изучением фанерозойских палинофлор, автор обратил внимание на наличие стриа́тных скульптурных элементов у многих видов папоротникообразных, голосеменных и покрытосеменных. При этом часто эти формы миоспор первооткрывателями не осознавались как стриа́тные. Кроме того, было установлено, что, несмотря на множество публикаций отечественных и зарубежных палинологов, посвященных закономерностям стратиграфического распространения, морфологии и классификации отдельных видов стриа́тных миоспор, работы, затрагивающие историю развития феномена стриа́тности в целом, отсутствуют. Поэтому автор сконцентрировал свои усилия на выявлении и подсчете родов, включающих таксоны со стриа́тной скульптурой, с целью определения значения феномена стриа́тности в эволюции палеофлор фанерозоя и роли стриа́тных миоспор в диагностике флористических этапов и биотических рубежей.

Результатам проведенных исследований посвящается настоящая статья. Но прежде, чем приступить к изложению фактического материала,



следует заметить, что сведения о количестве “стриатных родов” нельзя признать окончательными. С увеличением фонда изученной палинологической литературы численность “стриатных родов” возрастет. Так, в отличие от данных, опубликованных ранее (Подгайная 1993, 1995, 1996; Podgajna, 1996), в настоящей статье сообщаются новые подсчеты, согласно которым численность “стриатных родов” возросла приблизительно в 1.5–2 раза. Любопытно при этом, что тенденции в развитии феномена стриатности, выявленные первоначально, сохранились.

### СТРИАТНЫЕ МИОСПОРЫ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ФАНОРОЗОЙСКИХ ПАЛЕОФЛОР

Первые стриатные миоспоровы (*Emphanisporites*) появились на рубеже силура и девона, одновременно с началом формирования наземной флоры высших растений. За более чем 400 млн. лет существования феномена стриатности количество “стриатных родов” изменялось и они различны для каждого из геологических периодов. Так, в девоне зафиксировано 18, карбоне – 36, перми – 72, триасе – 45, юре – 22, мелу – 37, палеогене – 20, неогене–квартере – 104 форм-рода. Собственные наблюдения (Подгайная, 1995) и сопоставления с данными по палеоклиматологии (Шварцбах, 1955; Синицын, 1980; Веклич, 1987) показали, что такие колебания количества “стриатных родов” тесно связаны с изменениями климата, лито- и тектогенеза конкретных геологических периодов. Эти колебания четко следуют за главными фазами таких геологических процессов, как орогенезы, трансгрессии и регрессии морских вод, оледенения, аридизация и гумидизация палеоклиматов и режимов осадконакопления.

Выявленная тенденция исторического развития феномена стриатности изображена графически в виде “кривой стриатности” (рис. 1). Полученная “кривая” хорошо сопоставляется с графиком фанерозойских суперциклов А. Фишера (1986) и графиком динамики процессов вулканизма (Веклич, 1987). На представленном рисунке отчетливо видно, что времена наиболее яркого проявления феномена стриатности (пермь, неоген-квартер) совпадают с величайшими регрессиями морских вод, усилением горообразовательных процессов (см. вулканизм) и образованием мощных ледяных покровов. При этом, судя по рисунку, увеличение количества стриатных таксонов в мелу, вероятно, было обусловлено комбинацией каких-то особых климатических и тектонических причин.

Совершенно разными количествами стриатных таксонов в эволюции растительных сообществ отмечаются эпохи, подготавливающие коренные перестройки, времена экосистемных кризисов и гомеостазов. Так, минимальные количества стриат-

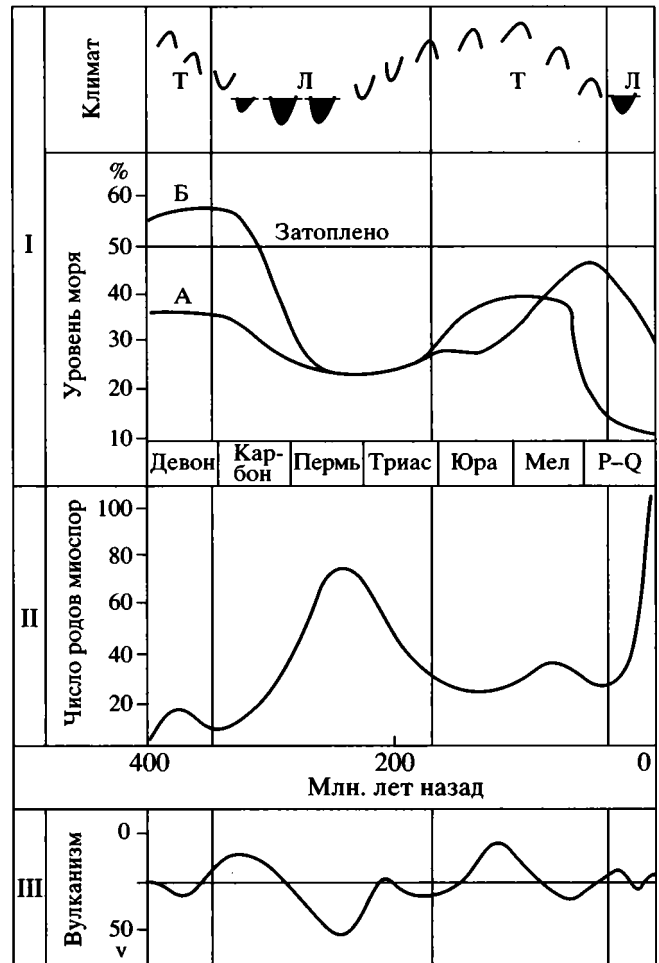


Рис. 1. Зависимость количества родов со стриатными миоспорами от изменений физико-географических условий. Составила Н.Н. Подгайная.

I – графики фанерозойских суперциклов: Т – потепления; Л – оледенения; зачерченные лунки – время образования ледяных покровов; уровни моря в % от изменений вместимости океанических бассейнов: А – по Vail et al. (1977); Б – по Hallam (1977). Графики взяты из работы А. Фишера (1986) с изменениями;

II – изменение количества родов со стриатными миоспорами во времени (“кривая стриатности”);

III – динамика процессов вулканизма (по Бруксу К., 1952);

V – интенсивность вулканизма в м/млн. лет. Взято из работы Веклича (1987) с изменениями.

ных таксонов сопутствуют трансгрессивным эпохам, характеризующимся гумидным климатом и гумидным типом литогенеза. Для флор этих эпох характерно широкое территориальное, а иногда и глобальное распространение некоторых таксонов, снижение степени фитогеографической дифференциации, динамическое постоянство составов палеофлор. Этапы развития флор, соответствующие этим эпохам, можно назвать этапами гомеостазов. К ним относятся палеофлоры позднего девона–начала раннего карбона, по-

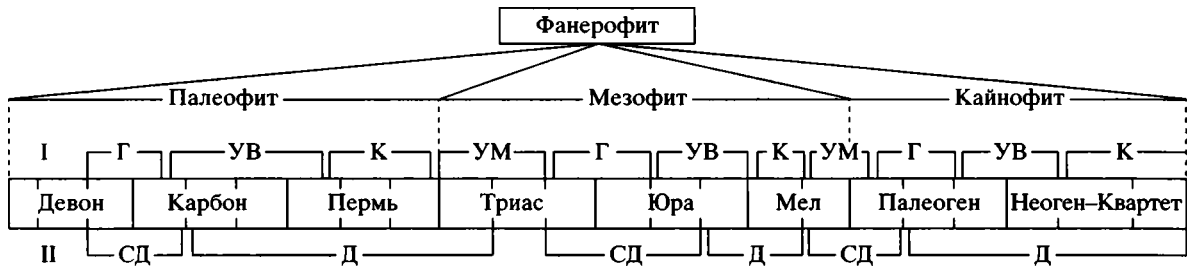


Рис. 2. Сравнение схем эволюции палеофлор фанерофита. Составила Н.Н. Подгайная.

I – этапы по ступеням развития феномена стриатности миоспор:

Г – этапы гомеостазов; УВ – переходные этапы с увеличением количества стриатных миоспор; К – кризисные этапы; УМ – переходные этапы с уменьшением количества стриатных миоспор.

II – по макроостаткам растений (по Вахрамееву и др., 1970, с. 35): СД – слабая дифференциация палеофлор; Д – резкая дифференциация палеофлор.

зднего триаса–ранней юры, конца позднего мела–палеоцена. Именно в этих палинофлорах количество стриатных таксонов минимально.

Растительным перестройкам предшествовали длительные по времени подготовительные этапы, когда происходило либо увеличение (средний–поздний карбон–начало ранней перми, средняя–поздняя юра, конец палеогена–начало неогена), либо уменьшение численности стриатных таксонов (конец поздней перми–средний триас, поздний мел). Среди стриатных таксонов, возникших в эти подготовительные этапы, некоторые оказывались высокоспециализированными, сравнительно коротко живущими видами. Таковы, например, *Columinisporites hejleri* Doubinger, *Fuscolpites permicus* Djupina, *Vittatina zauei* Efremova и др. Именно эти виды, наряду с другими, используются для диагностики биотических рубежей.

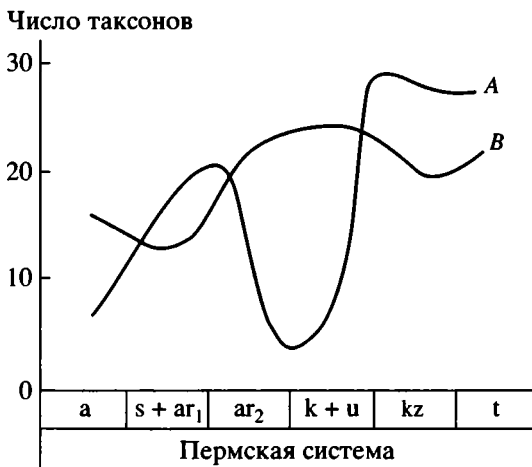


Рис. 3. Сравнение динамики процессов вымирания таксонов пермской палинофлоры и изменений численности таксонов со стриатными миоспорами. Составила Н.Н. Подгайная.

A – кривая вымирания (по N. Podgainaya, 1994);

B – кривая изменений количества стриатных таксонов (видов).

Максимальные количества стриатных миоспор совпадают с величайшими экосистемными кризисами, вызванными орогеническими процессами, регрессиями морских вод, развитием мощных ледяных покровов, аридизацией климата и распространением аридного типа литогенеза. Этапы эволюции флоры, характерные для этих эпох, по аналогии называются нами кризисными. Таковы палеофлоры конца ранней–большой части поздней перми, раннего мела, среднего неогена–квартера. Резкая климатическая и фитогеографическая дифференциация, характерные для этих этапов, обусловленные действием перечисленных абиотических факторов, знаменовались интенсификацией процессов вымирания таксонов, в том числе и некоторых высокоспециализированных видов со стриатными миоспорами. Но постепенно какие-то изменения в воздействии первопричин приводили к “эволюционному взрыву”, вспышке видо- и формообразования, адаптивной радиации и широкой экспансии видов. В итоге, вследствие этих событий, наступали грандиознейшие перестройки в растительном царстве, такие, как смена гигрофитной флоры папоротникообразных карбона на ксерофитную флору голосеменных перми, мезозойской мезофитной хвойно-папоротниковой флоры на флору покрытосеменных кайнозоя.

Описанная выше схема этапности палеофлор, составленная с учетом степени развития феномена стриатности миоспор, изображена на рисунке 2, I. Эта схема хорошо сопоставляется со схемой этапности эволюции палеофлор В.А. Вахрамеева (Вахрамеев и др., 1970) (рис. 2, II), базирующейся на изменениях климатических и ботанико-географических условий. Однако схема, учитывающая особенности развития феномена стриатности, также являющегося следствием изменяющихся физико-географических условий, с большей детальностью и подробностями отражает события в растительном царстве.

Виды со стриатными миоспорами, очевидно, исторически выполняли тяжелейшую миссию

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Этап	Таксоны																Число таксонов	
					Ярус	Этап																
Пермская	Верхний	t															51	23	10 ↑			
		kz																48 49 50	18	23		
																				18 ↓		
		u																37 38 39 40 41 42 43 44 45 46 47	24	9 ↑		
	Нижний	k																	36	24	27	
		ar <sub>2</sub>																		32 33 34 35	21	18 ↓
		s + ar <sub>1</sub>																	18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31	12	7 ↑	
		a																	17	10	17	
																			a 7 ↑	10	10 ↓	
																				b 10 ↓		

Рис. 4. Схема распространения стриаатных таксонов в пермских отложениях юго-западной части Прикаспийской синеклызы. Составила Н.Н. Подгайная.

*a* – количество таксонов, переходящих в следующее стратиграфическое подразделение; *b* – количество таксонов, вымирающих в пределах данного стратиграфического подразделения; 1–51 – таксоны: 1 – *Vittatina striata*, 2 – *V. vittifer*, 3 – *V. costabilis*, 4 – *Hamiapollenites bullaeformis*, 5 – *H. tractiferinus*, 6 – *Protohaploxylinus latissimus*, 7 – *Hamiapollenites exilis*, 8 – *H. saccatus*, 9 – *Complexisporites fistulatus*, 10 – *C. polymorphus*, 11 – *Columinispora heilery*, 12 – *Striatodiplopinites permica*, 13 – *S. lucidus*, 14 – *Vittatina zaueri*, 15 – *V. ex gr. scutata*, 16 – *V. vittifer* f. *foveolata*, 17 – *Fusacolpites permicus*; 18 – *V. subsaccata*, 19 – *Protohaploxylinus perfectus*, 20 – *Striatoabietites* spp., 21 – *Vittatina persecta* f. *angusticostata*, 22 – *V. crassa*, 23 – *V. vittifer* var. *cribrata*, 24 – *V. persecta*, 25 – *Protohaploxylinus verus*, 26 – *P. vulgaris*, 27 – *Striatodiplopinites parviextensis*, 28 – *S. silvestritipus*, 29 – *Protohaploxylinus micros*, 30 – *Striatodiplopinites parvisaccus*, 31 – *Striatopodocarpites tojmensis*, 32 – *Protohaploxylinus suchonensis*, 33 – *P. chaloneri*, 34 – *Striatoabietites elongatus*, 35 – *Vittatina cinctus*, 36 – *Paucistriatopites* sp., 37 – *Striomonosaccites* spp., 38 – *Taeniaesporites* sp., 39 – *T. noviaulensis*, 40 – *T. ortisei*, 41 – *T. labdacus*, 42 – *Lueckisporites virkkiae*, 43 – *L. microgranulatus*, 44 – *Striatopodocarpites ellipticus*, 45 – *S. cancellatus*, 46 – *S. antiquus*, 47 – *Corissaccites* sp., 48 – *Vittatina verrucata*, 49 – *V. ovalis*, 50 – *Crustaesporites* sp., 51 – *Gnetaceaepollenites* sp.

Ярусы: а – ассельский, s – сакмарский, ar – артинский, k – кунгурский, u – уфимский, kz – казанский, t – татарский.

первопроходцев, заполняя освободившиеся от вымирания предшественников экологические ниши. Это наглядно иллюстрируют графики динамики процесса вымирания таксонов пермской палеофлоры юго-западного Прикаспия и одновременных изменений численности таксонов со стриаатными миоспорами (рис. 3). Отрезок кривой *B*, изображающий наибольшее количество стриаатных таксонов, заполняет промежуток между двумя пиками кривой вымирания *A*. Таксоны со стриаатными миоспорами, вероятно, были высокопластичными видами со значительной биопродуктивностью и миграционной способностью. По-види-

мому, они продуцировали огромные количества миоспор, обладающих чрезвычайно устойчивой спородермой. Эта спородерма обеспечивала хорошую сохранность репродуктивных клеток как при жизни в крайне тяжелых, иногда близких к экстремальным климатических условиях, так и при последующей фоссиллизации и захоронении их в обстановках сложных режимов аридного литогенеза. Именно поэтому стриаатные миоспоры довольно часто находятся в исследуемых породах и могут использоваться в роли индикаторов, определяющих уровень и характер тех или иных биотических рубежей.

## СТРИАТНЫЕ МИОСПОРЫ, БИОТИЧЕСКИЕ РУБЕЖИ И ЭТАПЫ В ЭВОЛЮЦИИ ПЕРМСКОЙ ПАЛИНОФЛОРЫ

В качестве примера, иллюстрирующего, как стриатными миоспорами отмечаются биотические рубежи и этапы эволюции флоры конкретного периода, рассмотрим историю развития палинофлоры, выделенной из пермских отложений юго-западной части Прикаспийской синеклизы. Выбор такого примера обусловлен следующими причинами: 1) пермский период – время господства голосеменных со стриатными миоспорами; 2) автор располагает значительными материалами по составу пермских палинофлор, полученными при исследовании свыше 3 тысяч образцов из разрезов глубоких скважин, пробуренных на данной территории при поисках нефти и газа.

В отличие от диагностики крупных флористических этапов фанерозойских периодов, когда применялся анализ изменений численности “стриатных родов”, при диагностике биотических рубежей и этапов эволюции флоры конкретного периода учитываются изменения численности видов со стриатными миоспорами. Количественно-таксономический и морфоструктурный анализ палинофлор в сочетании со сведениями о литолого-фациальных особенностях вмещающих пород выявил в развитии пермской флоры несколько не равноценных по соподчинению и рангу рубежей. Установлено, что обновление состава палинофлор происходило неравномерно и носило ступенчатообразный характер. Но особенно отчетливо намечаются два крупных рубежа, разделяющих историю развития пермской палинофлоры на три, примерно равных по времени, этапа (рис. 4).

Первый, ассельско-раннеартинский этап, характеризуется широким распространением флоры голосеменных и папоротникообразных – реликтов флоры позднего карбона. Этому этапу свойственна ассоциация миоспор *Potonieisporites*–*Gardenasporites*–*Vittatina*–*Sporae*. Указанная последовательность таксонов здесь и ниже отражает количественное участие их в палинофлорах. Ассоциации миоспор этого отрезка времени свя-

заны с осадками подсолевого, преимущественно трансгрессивного мегацикла, представленного карбонатами, карбонатно-терригенными, флишоидными и флишоидно-молассовыми толщами, сформировавшимися в сравнительно благоприятных климатических условиях. Вероятно поэтому стриатные таксоны здесь еще немногочисленны. Из 49 видов миоспор, наиболее часто встречающихся в ассельско-нижнеартинских отложениях, только 17 – стриатных (см. Fig. 1, Podgainaya, 1994). В это время сформировалась группа персистентных стриатных таксонов *Vittatina striata* Luber, *V. vittifer* Luber, *V. costabilis* Wilson, *Hamiapollenites bullaeformis* (Samoil.) Jans., *H. tractiferinus* (Samoil.) Jans., *Protohaploxypinus latissimus* (Samoil.) Hart.

Ксероморфная пыльца этих видов, претерпевая различные морфоструктурные изменения адаптивного характера (Подгайна, 1988) в течение многих веков во многом определяла облик пермских палинофлор. Морфологические особенности стриатных миоспор первого этапа не ярко выражены. Чаще всего отмечаются формы с редкими, широкими (5 мкм и более) параллельными ребрами (табл. I, фиг. 9, 10, 11). Формы с многочисленными, выклинивающимися ребрами редки. В конце описываемого этапа зафиксировано увеличение размеров пыльцы у отдельных видов (табл. I, фиг. 1, 12).

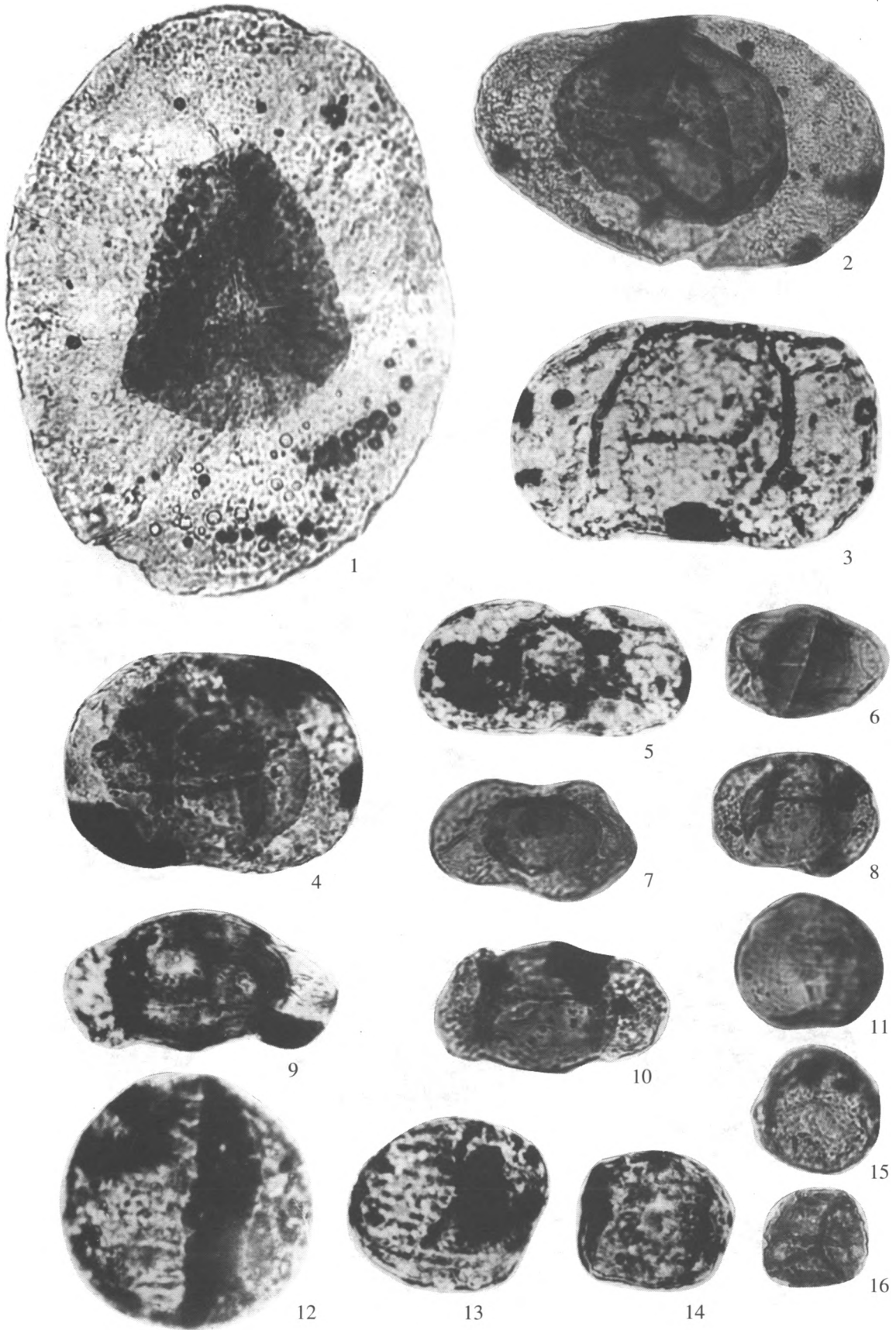
Изменения физико-географических условий и появление перестроечных процессов среди растительных группировок фиксируются в сакмаро-раннеартинское время. Тогда на данной территории начались процессы орогенеза и усилилась аридизация климата. Резкая смена видового и родового состава растительных ассоциаций произошла на границе нижне- и верхнеартинского подъярусов. В составе палинофлор это отмечается, с одной стороны, уменьшением разнообразия *Potonieisporites*, *Gardenasporites*, *Sporae*, а с другой – увеличением количества и разнообразия ксероморфной пыльцы *Striatiti Disaecites*, *Vittatina*. Из 49 таксонов ассельско-раннеартинского этапа вблизи этого уровня 29 заканчивают свое существование. Среди них почти все виды папоротникообразных –

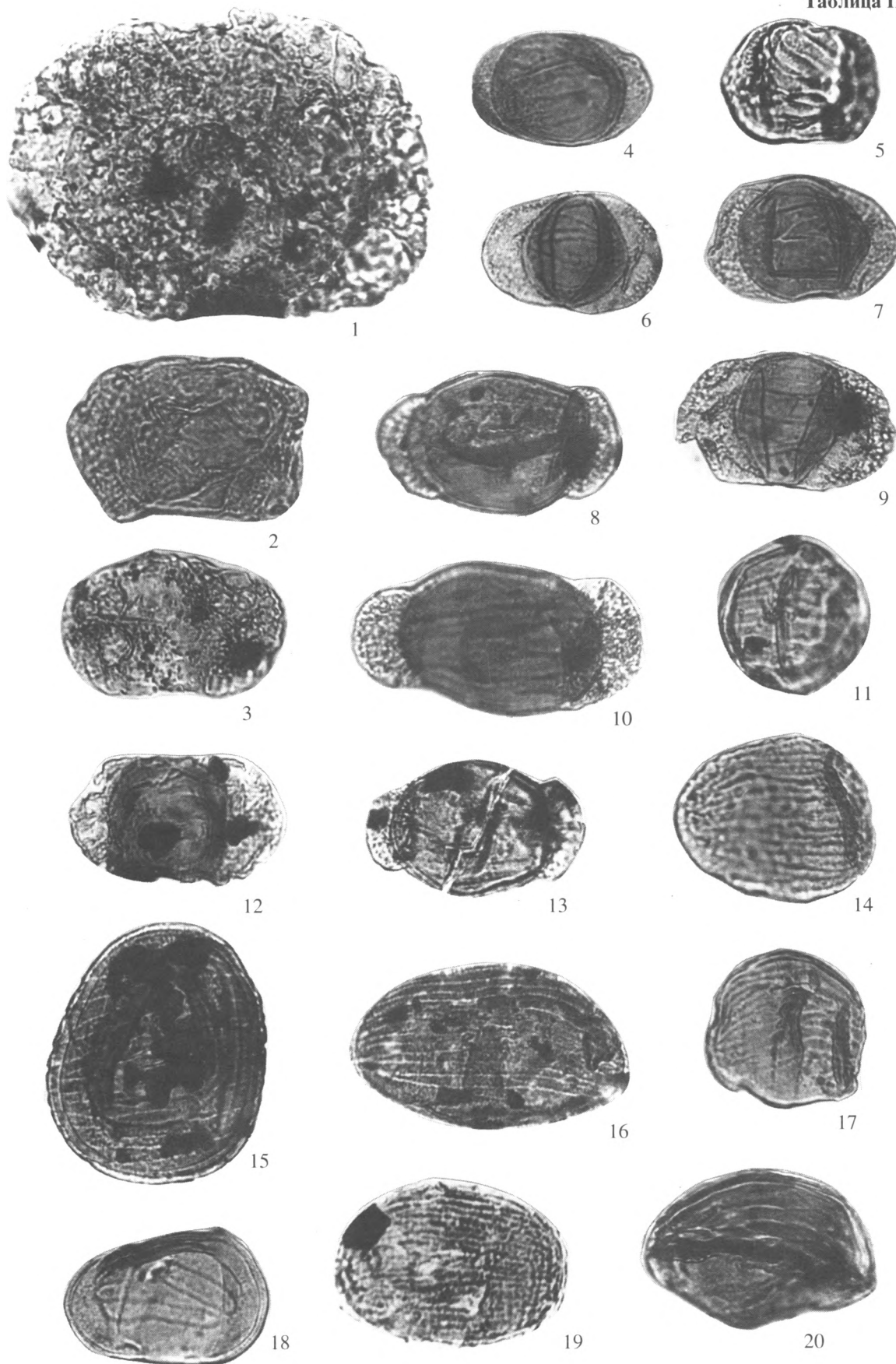
**Таблица I.** Миоспоры ассельско-раннеартинского этапа развития палеофлоры.

(Увеличение видов на таблицах – 600. Все виды из коллекции Н.Н. Подгайной.)

1 – *Potonieisporites* sp., скв. Сухотинская 1, инт. 2767–2773 м, обр. 12, преп. 1, нижнеартинский подъярус. 2 – *Potonieisporites lemniscatus* Schwartzman var. *Uralicus* Koltschina, скв. Джакуевская 4, инт. 2808–2814 м, обр. 911, преп. 72, ассельский ярус. 3 – *Gardenasporites oberrauchii* Klaus, скв. Сухотинская 1, инт. 2767–2773 м, обр. 12, преп. 1, нижнеартинский подъярус. 4 – *Gardenasporites pinnatus* Krusina, скв. Астраханская 26, инт. 3887–3893 м, обр. 13, преп. 5252/1, ассельский ярус. 5 – *Pseudopodocarpus expresus* Krusina, скв. Джакуевская 4, инт. 2808–2814 м, обр. 911, преп. 72, ассельский ярус. 6 – *Complexisporites fistulatus* Krusina, скв. Сухотинская 1, инт. 3498–3501 м, обр. 5, преп. 175, ассельский ярус. 7 – *Florinites luberae* Samoilovich, там же. 8 – *Limitisporites* sp., Восточно-Шарнгутская 4, инт. 2834–246 м, обр. 121, преп. 7672, ассельский ярус. 9 – *Hamiapollenites bullaeformis* (Samoilovich) Jansonius, скв. Джакуевская 4, инт. 2808–2814 м, обр. 911, преп. 72, ассельский ярус. 10 – *Striatodiplopinites permica* Krusina, скв. Астраханская 26, инт. 3887–3893 м, обр. 13, преп. 5252/1, ассельский ярус. 11 – *Vittatina costabilis* Wilson, там же. 12 – *Vittatina zaueri* Efremova, скв. Джакуевская 4, инт. 2808–2814 м, обр. 911, преп. 72, ассельский ярус. 13 – *Vittatina vittifer* Luber, скв. Сухотинская 1, 2767–2773 м, обр. 12, преп. 1, нижнеартинский подъярус. 14 – *Vittatina foveolata* Tschudy et Kosanke, скв. Джакуевская 4, инт. 2808–2814 м, обр. 911, преп. 72, ассельский ярус. 15 – *Cyclogranisporites punctulatus* (Waltz) Luber, скв. Сухотинская 1, 3498–3501 м, обр. 5, преп. 175, ассельский ярус. 16 – *Lycospora pusilla* (Jbrahim) Schopf, Bentall, там же.

Таблица I





реликты позднего карбона, а также 10 стриатных таксонов, перешедших в ассель из карбона: *Hamiapollenites exilis* Koltsch., *H. saccatus* Wils., *Complexisporites polymorphus* Jizba, *C. fistulatus* Krus., *Striatodiplopinus permica* Krus., *S. lucidus* Krus., *Vittatina zaueri* Efr., *Columinisporites heylei* Doubl. и др. В целом, из 17 стриатных таксонов первого этапа в следующий этап переходят лишь семь. Причем, 6 таксонов из них – вышеупомянутые персистентные виды (рис. 4).

Второй, позднеартинско-уфимский этап развития пермской флоры, явился временем формирования и становления типично пермской ксерофитной флоры голосеменных. Это было время активной морфоструктурной диверсификации и широкой экспансии новых видов, в том числе и видов с ребристыми миоспорами (рис. 3, 4). Палинофлора, характеризующая этот этап, представлена ассоциацией миоспор *Striatiti Disaccites-Vittatina-Cordaitina-Entyllisa* и связана с трансгрессивно-регрессивной серией осадков солевого мегацикла. На исследуемой территории продолжались орогенетические процессы, периодически повторялись кратковременные трансгрессии и регрессии морских вод. Предгорные прогибы заполнялись сероцветной молассой, а в обширных заливах и лагунах происходило накопление мощных толщ эвапоритов. В жизни растительного мира эти события отразились в сравнительно быстрой смене фитоценозов, что подтверждается семью последовательно сменяющимися палинокомплексами (Левина, Подгайная, 1989), и интенсивными процессами видо- и формообразования у *Striatiti Disaccites*, *Vittatina*, *Cordaitina*.

В это время появилось свыше 30 новых таксонов, из них 28 – со стриатными миоспорами (рис. 4). Новыми таксонами пополнялась группа стриатных персистентных видов: *Protohaploxurpinus perfectus* Naum., *Striatoabietes* spp. Дестабилизация условий местообитания приводила к появлению то чрезвычайно крупных, то уродливых форм миоспор. Морфотипы стриатных миоспор второго этапа разнообразны (табл. II). В начале этапа

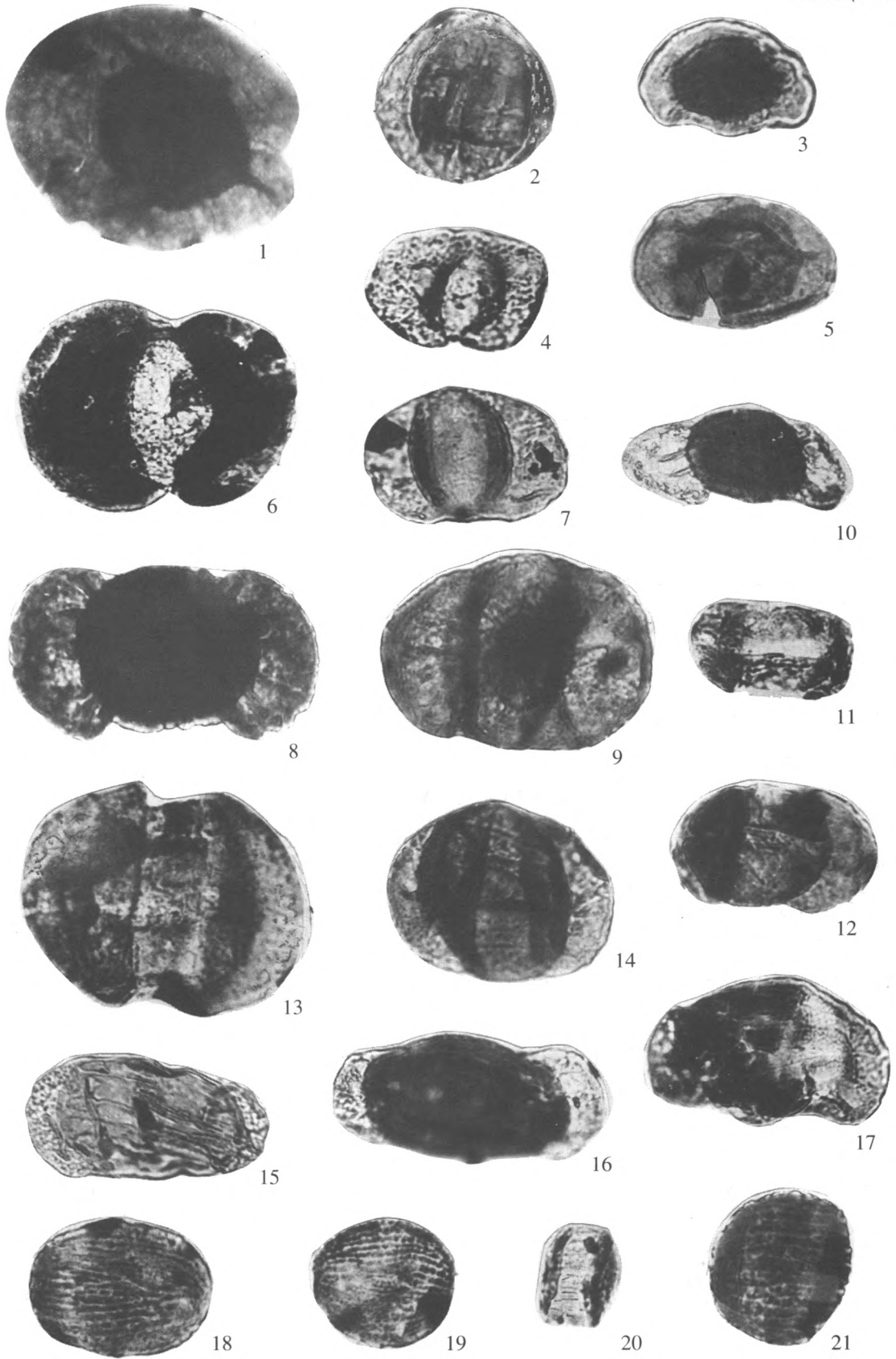
встречаются формы с едва намечающейся ребристостью (см. *Striatodiplopinus parvisaccus* Efr. – фиг. 8, *Protohaploxurpinus salmoilovichii* Hart – фиг. 12). Затем начинают доминировать формы с многочисленными узкими, выклинивающимися ребрами с перпендикулярными ответвлениями – *Protohaploxurpinus vulgaris* Efr. – фиг. 4, *Vittatina persecta* Sauer – фиг. 19. В конце этапа появляются формы с сильно утолщенной спородермой, как у *Vittatina crassa* Sauer (Зауер, 1965, табл. VI, фиг. 3).

Наиболее резкие изменения в составе палинофлоры произошли на границе уфимских и казанских отложений. Именно в это время в обстановке усиливающейся аридизации климата осуществлялось замыкание солеродного бассейна и переход к преимущественно континентальному типу осадконакопления. На этом уровне из 50 таксонов, широко распространенных в верхнеартинско-уфимских отложениях, заканчивают свое существование 37, из них 18 стриатных. За пределы этого рубежа переходят лишь 10 стриатных таксонов, из них 8 – персистентных (рис. 4).

Третий, казанско-татарский этап развития флоры, знаменуется началом формирования в недрах пермской ксероморфной флоры – флоры нового, более мезофитного облика. Ассоциации миоспор этого времени *Striomonosaccites-Lueckisporites-Taeniaesporites-Vittatina-Sporae*. Они связаны с мощной регрессивной серией песчано-алевролитовых отложений надсолевого мегацикла. Из 36 таксонов, наиболее характерных для палинофлор третьего этапа, 21 таксон – стриатный. По-прежнему доминируют стриатные. Но процесс видообразования у продуцентов стриатных миоспор уже не так интенсивен. На этом уровне формируется и приобретает типичность всего 11 новых таксонов со стриатными миоспорами. В большинстве своем это формы нового морфологического строения: либо формы с 4–6 тенями (*Taeniaesporites*, табл. III, фиг. 13), либо – с двумя проксимальными щитами, разделенными диаметальной лезурой (*Lueckisporites*, табл. III, фиг. 11, 12), либо – мелкие эллипсоидные (*Striomonosaccites*, табл. III,

Таблица II. Миоспоры позднеартинско-уфимского этапа развития палинофлоры.

1 – *Florinites* sp., скв. Карасальская 5, инт. 3839–3852 м, обр. 13, преп. 2330/2, верхнеартинский подъярус. 2 – *Protohaploxurpinus* sp., скв. Карасальская 5, инт. 3737–3743 м, обр. 5, преп. 3038/1, кунгурский ярус. 3 – *Protohaploxurpinus* sp., скв. Карасальская 5, инт. 4080–4087 м, обр. 13, преп. 3086/1, верхнеартинский подъярус. 4 – *Protohaploxurpinus vulgaris* Efremova, скв. Листинская 1, инт. 1794–1797 м, обр. 14, преп. 4586/1, кунгурский ярус. 5 – *Striatites angulistriatus* Klaus, там же. 6 – *Protohaploxurpinus perfectus* (Naumova) Sauer, скв. Северо-Шадринская 399, инт. 967–973 м, обр. 76, преп. 5634/1, уфимский ярус. 7 – *Protohaploxurpinus verus* Efremova, скв. Листинская 1, инт. 1794–1797 м, обр. 14, преп. 4586/1, кунгурский ярус. 8 – *Striatodiplopinus parvisaccus* Efremova, скв. Ширяевская 18, инт. 3806–3812 м, обр. 51, преп. 5421/1, кунгурский ярус. 9 – *Protohaploxurpinus varius* (Bharadwaj) Balme, скв. Северо-Шадринская 399, инт. 967–973 м, обр. 76, преп. 5634/1, уфимский ярус. 10 – *Hamiapollenites tractiferinus* (Samoilovich) Jansonius, там же. 11 – *Vittatina costabilis* Wilson, скв. Карасальская 5, инт. 3920–3931 м, обр. 20, преп. 2334/2, верхнеартинский подъярус. 12 – *Protohaploxurpinus samoilovichii* Hart, там же. 13 – *Hamiapollenites bullaeformis* (Samoilovich) Jansonius, скв. Северо-Шадринская 399, инт. 967–973 м, обр. 76, преп. 5634/1, уфимский ярус. 14 – *Vittatina flavata* (Maheshwari et Kar) Stanichnikova, скв. Ширяевская 14, инт. 3438–3444 м, обр. 5, 4110/1, кунгурский ярус. 15 – *Vittatina* sp., там же. 16 – *Vittatina simplex* Jansonius, там же. 17 – *Vittatina costabilis* Wilson, скв. Северо-Шадринская 399, инт. 967–973 м, обр. 76, преп. 5634/1, уфимский ярус. 18 – *Vittatina striata* Luber, скв. Ширяевская 14, инт. 3438–3444 м, обр. 3, преп. 4110/1, кунгурский ярус. 19 – *Vittatina persecta* Sauer, скв. Ширяевская 14, инт. 3806–3812 м, обр. 51, преп. 5421/2, кунгурский ярус. 20 – *Vittatina vittifer* Luber, скв. Северо-Шадринская 399, инт. 967–973 м, обр. 76, преп. 5634/1, уфимский ярус.





фиг. 3) с многочисленными узкими ребрами на плотном темноокрашенном теле. Основной облик палинофлор определяется присутствием *Striomonosaccites Bharadnaj f. speciosus* Warjuh., *S. cf. varius* Sauer, *Taeniaesporites ortisei* Kl. T. labdacus Kl., T. noviaulensis Lesch., *Lueckisporites virkkiae* Pot. et Kl., L. *Microgranulatus* Kl., *Gnetaceaepollenites* sp. Своим появлением эти виды, очевидно, предвосхищают начало новых перестроечных процессов по формированию хвойно-папоротниковой флоры мезозоя. Об этом же свидетельствует появление в конце третьего этапа спор папоротникообразных *Neveisporites* sp., *Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balme, *Discisporites colliculiniformis* (K.-M.) Warjuh. и др., приобретающих типичность в триасе.

Проведенный анализ смены палинофлор в течение пермского периода со всей очевидностью показывает, что в эволюции пермской флоры наблюдаются два переломных, биотических рубежа: 1 – на границе ниже- и верхнеартинских подъярусов, 2 – на границе уфимского и казанского ярусов (рис. 3, 4). Эти рубежи разбивают историю развития пермской флоры на три представительных этапа: ассельско-раннеартинский, позднеартинско-уфимский и казанско-татарский. Палинофлора каждого этапа характеризуется своим, таксономически и морфологически выраженным набором миоспор, приуроченных соответственно к подсоловому, солевому и надсоловому мегациклам седиментогенеза (табл. I–III). При этом ассельско-раннеартинская и казанско-татарская палинофлоры по сути своей являются переходными. Ассельско-раннеартинская палеофлора *Potnieisporites–Gardenasporites–Vittatina–Sporae* является прародительницей ксерофитной флоры позднеартинско-уфимского этапа, характеризующейся исключительным доминированием стриатных таксонов. Эта флора является следствием значительных экосистемных кризисов, совершившихся на протяжении всего второго этапа. В течение казанско-татарского этапа происходили предперестроечные, подготовительные процессы по формированию мезофитной флоры мезозоя.

Судить о направленности эволюционных процессов позволяет динамика распределения стриатных таксонов вблизи условных границ биотических рубежей. Так, если первый рубеж на границе ниже- и верхнеартинских подъярусов, когда гибнет 10, а возникает 25 стриатных таксонов, сигнализирует о расцвете ксерофитной флоры голосеменных, то второй рубеж – на границе уфимского и казанского ярусов, когда гибнет 18, а возникает лишь 10 стриатных таксонов, является провозвестником упадка ксерофитной пермской флоры.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что деление перми на три отдела наиболее полно отражает не только этапность развития палеофлоры, но и этапность историко-геологического развития региона в целом.

Рассмотренные в данном разделе статьи материалы по истории развития пермской флоры актуальны в свете развернувшейся в последние годы дискуссии по поводу ревизии общей стратиграфической шкалы пермской системы. Новые варианты хроностратиграфических шкал перми (Левен и др., 1997), как представляется, изначально информационно неполны, поскольку ориентированы, в основном, исключительно на этапность развития морских фаун. Создать по-настоящему высококондиционные событийно-временные шкалы любых, а тем более геократических периодов среднего–позднего фанерозоя, на наш взгляд, невозможно без учета биотических событий на континентах. Поэтому при создании новых шкал и схем необходимо учитывать и палинологические данные. Миоспоры наземных растений являются именно теми, столь необходимыми, эврифациальными биофоссилиями, позволяющими осуществлять широкие корреляции морских и континентальных отложений. Как показывает опыт отечественных и зарубежных исследователей, палинохроны (термин Е.Д. Заклинской, 1985) трассируются на огромные расстояния. К тому же палинологами обнаружено много индикаторов, способствующих расшифровке сущности многих физико-географических явлений. К таким индикаторам

Таблица III. Миоспоры казанско-татарского этапа развития палеофлоры

1 – *Monosaccites* sp. скв. Ивановская 3, инт. 3157–3166 м, обр. 6, 2522/1, казанский ярус. 2 – *Striomonosaccites Bharadwaj*, там же. 3 – *Striomonosaccites* sp., скв. Ивановская 3, инт. 2605–2613 м, обр. 3845, преп. 2815/2, казанский ярус. 4 – *Vesicaspora ex gr. magnalis* (Andreeva) Hart, скв. Касаткинская 7, инт. 2067–2074 м, обр. 115, преп. 7412, татарский ярус. 5 – *Striomonosaccites* sp., скв. Ивановская 3, инт. 3157–3166 м, обр. 5, преп. 2838/1, казанский ярус. 6 – *Corisaccites alutas* Venkatachala et. Kar, скв. Ивановская 3, инт. 3157–3166 м, обр. 6, преп. 2522/1, казанский ярус. 7 – *Vesicaspora schemili* Klaus, скв. Ивановская 3, инт. 2364–2369 м, обр. 3671, преп. 2801/2, татарский ярус. 8 – *Podocarpites cf. major* (Luber) Warjuchina, скв. Ивановская 3, инт. 3157–3166 м, обр. 5, преп. 2838/1, казанский ярус. 9 – *Disaccites* sp., скв. Ивановская 1, инт. 3151–3154 м, обр. 2932, преп. 2477/2, казанский ярус. 10 – *Striatopodocarpites cf. Antiquus potonie*, скв. Ивановская 3, инт. 2364–2369 м, обр. 6, преп. 2801/2, татарский ярус. 11 – *Lueckisporites virkkiae* Potonie et Klaus, скв. Ивановская 3, инт. 3157–3166 м, обр. 6, преп. 2522/1, казанский ярус. 12 – *Lueckisporites virkkiae* Potonie et Klaus, скв. Ивановская 3, инт. 2364–2369 м, обр. 3671, преп. 2801/2, татарский ярус. 13 – *Taeniaesporites ortisei* Klaus, скв. Ивановская 3, инт. 3157–3166 м, обр. 6, преп. 2522/1, казанский ярус. 14 – *Protohaploxyrinus perfectus* (Naumova) Sauer, скв. Касаткинская 7, инт. 2067–2074 м, обр. 115, преп. 7412, татарский ярус. 15 – *Hamiaipollenites tractiferinus* (Samoilovich) Jansonius, скв. Ивановская 3, инт. 3157–3166 м, обр. 6, преп. 2522/1, казанский ярус. 16 – *Striatopodocarpites cancellatus* Clarke, скв. Касаткинская 7, инт. 2067–2074 м, обр. 115, преп. 7412, татарский ярус. 17 – *Hamiaipollenites bullaeformis* (Samoilovich) Jansonius, скв. Ивановская 3, инт. 2364–2369 м, обр. 3671, преп. 2801/2, татарский ярус. 18, 19 – *Vittatina flavata* (Maheshwari et Kar) Stanichnikova, там же. 20 – *Vittatina scutata* (Balme et Hennelly) Stanichnikova, там же. 21 – *Vittatina costabilis* Wilson, там же.

торам, в частности, относятся и стриатные миоспоры. Немаловажно при этом, что палинологические данные хорошо согласуются с материалами по истории развития других организмов. Так, выявленные нами два крупных флористических кризиса в середине артинского и на границе уфимского и казанского ярусов, вероятно, в какой-то мере обусловили два глобальных кризиса в развитии пермских тетрапод, произошедших “в конце артинского и конце гвадалупского времени” (из доклада С. Лукаса (США) (Левен и др., 1997, с. 11). При этом артинские кризисы, охватившие наземную флору и фауну, по времени примерно совпадают с кризисом морской фауны, описанным Э.Я. Левенем с соавторами (Левен и др., 1996). Очевидно, что события артинского века, а также события на рубеже уфимского и казанского ярусов должны быть приняты в расчет при определении границ между отделами пермской системы.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в статье сведения из истории развития феномена стриатности свидетельствуют о большой роли стриатных миоспор в диагностике этапности развития палеофлор и биотических рубежей, разделяющих смежные этапы. Анализ динамики распределения стриатных таксонов в составе древних палинофлор показывает, что стриатные миоспоры являются хорошими индикаторами физико-географических условий и связанной с этим этапности развития палеофлор. Стриатные миоспоры позволяют определить не только уровни биотических рубежей, но и характер изменений вблизи этих рубежей. Наблюдения за численностью стриатных таксонов позволяют оценить направленность эволюционных и экосистемных процессов, присущих определенным этапам. Схема этапности палеофлор, базирующаяся на ступенях развития феномена стриатности, с большей детальностью и подробностями отражает события в растительном царстве, нежели другие схемы.

Таким образом, все вышеизложенное показывает, что стриатные миоспоры являются важным инструментом палиоэстратиграфических и флористических исследований, позволяющим получать ценную информацию, имеющую научно-георетическое и практическое значение.

Изучение истории развития феномена стриатности проводится в рамках программы “Биоразнообразии” при поддержке Российской Академии естественных наук и Фонда Дж. Сороса (грант 1993–1994 гг.).

Автор признателен докторам М.В. Ошурковой (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург), К.М. Петрову (Гос. университет, Санкт-Петербург), Л.В. Ровниной (ИГиРГИ, Москва), с которыми обсуждались некоторые аспекты данного исследования.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брукс К. Климаты прошлого. М.: ИЛ, 1952. 358 с.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М.: Наука, 1970. 424 с.
- Веклич М.Ф. Проблемы палеоклиматологии. Киев: Наукова думка, 1987. 192 с.
- Заклинская Е.Д. Палинохроны и обоснование стратиграфических подразделений // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 5. С. 35–44.
- Зауер В.В. Пермская флора Соликамска // Палеофитологический сборник. М.: Недра, 1965. С. 53–78.
- Кремль Г.О.У. Палинологическая энциклопедия. М.: Мир, 1967. 411 с.
- Левина В.И., Подгайная Н.Н. Новые данные к обоснованию региональной стратиграфической схемы перми юго-западной части Прикаспийской синеклизы // Палинологические таксоны в биоэстратиграфии. Ч. 1. Саратов: Изд-во СГУ, 1989. С. 106–116.
- Левен Э.Я., Богословская М.Ф., Ганелин В.Г. и др. Перестройка морской биоты в середине раннепермской эпохи // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 16. С. 61–70.
- Левен Э.Я., Леонова Т.Б., Котляр Г.В. Второй гваделупский симпозиум по стратиграфии перми и его итоги // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 8–13.
- Подгайная Н.Н. Развитие пермской флоры на территории Астраханско-Калмыцкого Прикаспия по палинологическим данным // Палинология в СССР. Новосибирск: Наука, 1988. С. 95–98.
- Подгайная Н.Н. Новое о феномене стриатности // Палинология и проблемы детальной стратиграфии. Саратов: Изд-во СГУ, 1993. С. 68–69.
- Подгайная Н.Н. Стриатные миоспоры в истории фанерозоя // Палинология в России. Ч. 1. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 50–59.
- Подгайная Н.Н. Стриатные миоспоры и биотические рубежи // Палеонтология на рубеже столетий. Санкт-Петербург, 1996. Тез. Докл. XLII сессии ПО ПМЛ СПГУ, 1996. С. 65–66.
- Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 248 с.
- Фишер А. Два суперцикла фанерозоя // Катастрофы и история Земли. М.: Мир, 1986. С. 133–155.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. М.: Изд-во ИЛ, 1955. 283 с.
- Hallam A. Secular changes in marine inundation of USSR and North America through the Phanerozoic // Nature. 1977. V. 269. P. 769–772.
- Podgainaya N.N. On the problem of dividing the Permian System into series, based on palynologic data // Contributions to Eurasian Geology, 11B. Papers presented at the International Congress on the Permian System of the World. Perm, Russia, 1991. Part III. Earth sciences and Resources Institut, University of South Carolina, University of Utan, 1994. P. 67–71.
- Podgainaya N.N. On the history of striation phenomenon development. Programm and Abstracts IX International Palynological Congress. Houston, Texas, 1996. P. 125–126.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4 // Peyton C.E. Seismic Stratigraphy. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 26. 1977. P. 83–97.

Рецензенты М.А. Ахметьев, О.П. Ярошенко

УДК 577.48:551.7361.761

## ПРОЯВЛЕНИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВОГО КРИЗИСА БИОСФЕРЫ В ГЛУБОКОВОДНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПАЛЕОПАЦИФИКИ

© 2000 г. Н. Ю. Брагин

*Геологический институт РАН, 109017 Москва, Пыжевский пер., 7, Россия*

Поступила в редакцию 13.05.98 г.

В разрезах глубоководных отложений Японии, Сихотэ-Алиня и Невады на границе перми и триаса наблюдаются: резкое падение продуктивности биогенного кремненакопления, формирование углеродистых сланцев, практически полное исчезновение остатков радиолярий и губок. В Японии на этом стратиграфическом рубеже отмечено обогащение пород соединениями титана, фосфора и иттрия и резкое падение отношения церия к другим РЗЭ. Эти явления прямо или косвенно связаны с биотическим кризисом рубежа перми и триаса. Геохимические аномалии интерпретируются как следствие активизации тектонического режима, повлекшей за собой резкие изменения среды. Это привело к вымиранию многих групп морской биоты, в том числе кремневого планктона, и бурному расцвету низших форм фитопланктона. Данное событие отличается от мезозойских аноксийных эпизодов своим происхождением, масштабностью, продолжительностью и более резко выраженным кризисным характером связанных с ним биотических процессов.

**Ключевые слова.** Пермь, триас, вымирание, радиолярии, губки, фитопланктон, кремненакопление, геохимия, углерод, редкоземельные элементы, аноксия, Палеопацифика.

В последние годы активно развиваются исследования биотических кризисов фанерозоя, в том числе крупнейшего кризиса, произошедшего на рубеже палеозоя и мезозоя. Как показывают имеющиеся данные, этот кризис охватил все группы морской биоты и привел к вымиранию беспрецедентно большого числа родов и семейств. Помимо биотических событий, на рубеже перми и триаса установлены различные геохимические аномалии, которые также считаются связанными с данным кризисом. Однако до недавнего времени исследовались преимущественно мелководные отложения пограничных слоев палеозоя и мезозоя. Эта картина существенно дополняется данными по их глубоководным аналогам, о которых и пойдет речь.

Кремнистые толщи верхнего палеозоя и мезозоя широко развиты по всей периферии Тихого океана. Тем не менее, разрезы пограничных слоев перми и триаса в кремнистых фациях были выявлены недавно, и их изучение только начинается. Результаты этих исследований представляют большую ценность, поскольку, во-первых, относятся к глубоководным отложениям, история седиментации которых на рубеже палеозоя и мезозоя оставалась пока совершенно неизвестной, и, во-вторых, позволяют по-новому интерпретировать причины и характер биосферного кризиса, произошедшего в конце палеозоя. Глубоководные пограничные отложения перми и триаса на суше известны пока в небольшом числе районов. Это Сихотэ-Алинь, Япония, Южный Китай, Бри-

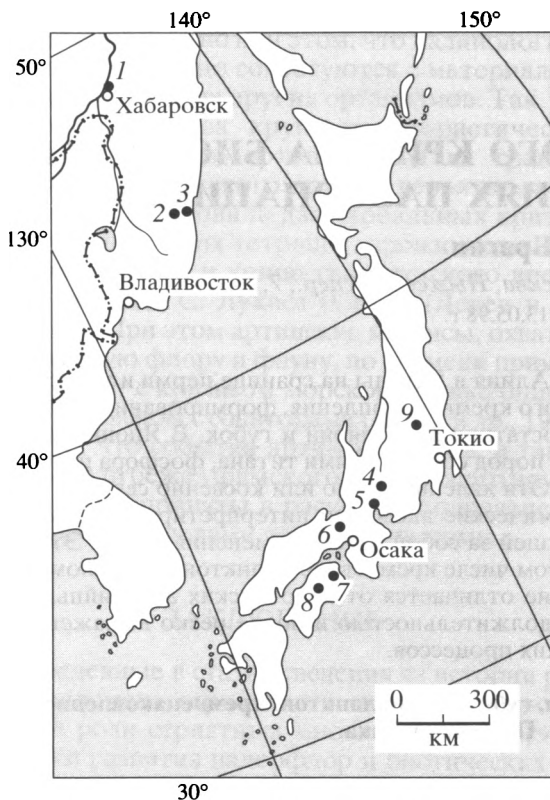
танская Колумбия и Невада. Несмотря на это, благодаря большому сходству биостратиграфии и литологии изученных разрезов, можно говорить об однотипном и закономерном строении этого стратиграфического интервала глубоководных толщ Палеопацифики.

В пределах Сихотэ-Алиня наиболее представительный разрез нижнетриасовой глубоководной толщи известен в районе поселка Дальнегорск (рис. 1, 2). Он входит в состав нижней части опорного разреза кремнистых отложений триаса–нижней юры Востока России (Брагин и др., 1988; Брагин, 1991, 1993). Триасовые отложения здесь надвинуты на толщу нижнемеловых песчаников. Далее залегают следующие отложения – снизу вверх (Брагин и др., 1988, с дополнениями).

1. Сланцы углистые черные и темно-серые с прослоями аргиллитов кремнистых серых (видимая мощность). 3 м;

2. Аргиллиты кремнистые, светло-голубовато-серые на свежем сколе, ржаво-буро-черные на выветрелой поверхности, массивные, сильно рассланцованные, обогащенные сульфидами. В верхней части слоя появляются немногочисленные прослои черных рассланцованных углистых аргиллитов и светло-серых кремней. 5 м;

3. Аргиллиты плотные, слабо кремнистые, светло-серые, плитчатые, с прослоями (1–2 см) кремней светло-серых, стекловатых, полупрозрачных, с остатками конодонтов *Neospathodus waageni* Sweet, *N. pakistanensis* Sweet нижнего оле-



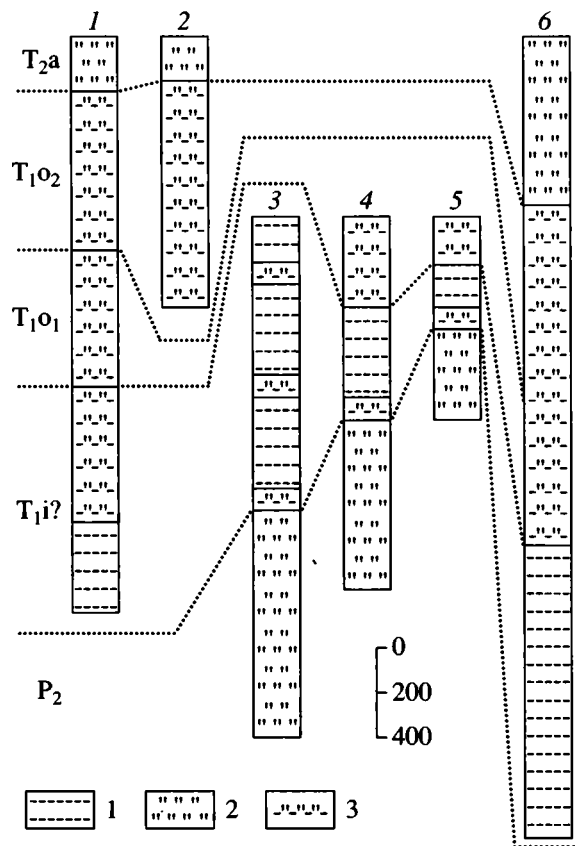
**Рис. 1.** Местоположение основных разрезов нижнетриасовых глубоководных отложений Сихотэ-Алиня и Японии.

1 – Хабаровск; 2 – Дальнегорск; 3 – Садовый; 4 – Инуяма; 5 – Кинказан; 6 – Сасаяма; 7 – Тенджинмару; 8 – Накаои; 9 – Мотежи.

нека (смитского яруса). Кроме них в прослоях кремней встречены многочисленные спикулы кремневых губок и единичные неопределимые сферические радиолярии. 5 м;

4. Переслаивание кремнистых аргиллитов кирпично-красных, малиново-красных и черных, углистых с кремнями светло-серыми, полупрозрачными. Встречены остатки конодонтов *Neospathodus triangularis* (Bender), *N. homeri* (Bender) верхнего оленека (спэтского яруса), а также радиолярии *Cryptostephanidium longispinosum* (Sashida), *Pseudostylosphaera fragilis* (Bragin), *P. sp.*, *Parasepsagon sp. cf. leptaleus* Sugiyama. Здесь же обнаружены переотложенные позднепермские радиолярии *Follicucullus sp.* и спикулы кремневых губок. 5 м;

5. Кремнистые аргиллиты серые с редкими пропластками кремней светло-серых полупрозрачных. Конодонты *Neospathodus homeri* (Bender), *N. spathi* Sweet верхнего оленека (верхней части спэтского яруса). Радиолярии *Cryptostephanidium longispinosum* (Sashida), *Pseudostylosphaera fragilis* (Bragin), *P. sp.*, *Parasepsagon sp. cf. leptaleus* Sugiyama, *Oertlispongus sp.* 2 м.



**Рис. 2.** Строение и корреляция важнейших разрезов верхнепермских и нижнетриасовых глубоководных толщ Сихотэ-Алиня и Японии.

1 – Дальнегорск; 2 – Садовый; 3 – Накаои; 4 – Тенджинмару; 5 – Сасаяма; 6 – Кинказан.

1 – углистые сланцы; 2 – кремни; 3 – кремнисто-глинистые породы.

Слева от колонок – обозначения стратиграфических подразделений.  $P_2$  – верхняя пермь;  $T_{1i?}$  – предполагаемый нижний триас, индский ярус;  $T_{1o1}$  – нижний триас, нижний оленек;  $T_{1o2}$  – нижний триас, верхний оленек;  $T_{2a}$  – средний триас, анзийский ярус.

Выше залегают отложения нижнего анизия, представленные плитчатыми кремнями с подчиненными прослоями кремнистых аргиллитов. Эти отложения повсеместно содержат обильные остатки радиолярий зоны *Hozmadia gifuensis* (Брагин, 1991; Sugiyama, 1992).

Схожее строение нижнетриасовые глубоководные отложения имеют и в других районах Сихотэ-Алиня. Так, юго-восточнее Дальнегорска, у пос. Садовый (Брагин, 1991), в основании разреза наблюдаются кремнистые аргиллиты серые и темно-серые видимой мощностью до 10 м, содержащие остатки конодонтов верхнего оленека (спэтского яруса): *Neospathodus triangularis* (Bender) (рис. 1, 2). В районе Хабаровска на правом берегу р. Амур у железнодорожного моста (Брагин, 1991, 1992) нижнетриасовые отложения слагают

тектонический блок видимой мощностью до 20 м (последняя может быть сильно преувеличена за счет смятия) и представлены переслаиванием аргиллитов кремнистых серых и кремней глинистых серых с остатками конодонтов *Neospathodus triangularis* (Bender), *N. homeri* (Bender), *N. spathi* Sweet верхнего оленека (спэтского яруса) (рис. 1). Эти образования литологически и биостратиграфически коррелируются с отложениями слоев 2 и 3 Дальнегорского разреза. Кроме того, в разрезах Хабаровска и пос. Садового, так же, как и в Дальнегорске, преимущественно глинистые отложения нижнего триаса перекрываются радиоляриевыми кремнями анизийского яруса.

Несколько разрезов верхнепермских и нижнетриасовых глубоководных отложений известны в Японии. В центральной части о. Сикоку в разрезе Накаои наблюдаются (Kakuwa, 1996a, б) – рис. 1, 2:

1. Серые плитчатые кремни с остатками радиолярий джульфинского и нижней части дорашамского ярусов (*Neoalbaillella optima*). 9 м;

2. Серые глинистые кремни верхней части дорашамского яруса с конодонтами *Neogondolella changxingensis* и *N. subcarinata*. 0.5 м;

3. Черные углистые сланцы с горизонтами серых кремнистых аргиллитов. До 15 м.

Слой 3 этого разреза предположительно относится уже к нижнему триасу (инду), однако в нем не были обнаружены палеонтологические остатки. Литологически этот слой сходен с углеродистыми породами основания Дальнегорского разреза.

В восточной части о. Сикоку в разрезе Тенджинмару описаны (Kakuwa, 1996a, б) – рис. 1, 2:

1. Серые плитчатые кремни джульфинского и нижней части дорашамского ярусов. Радиолярии *Neoalbaillella optima*. 8 м;

2. Переслаивание серых кремней и серых аргиллитов. Верхняя часть дорашамского яруса. Конодонты *Neogondolella changxingensis* и *N. subcarinata*. 1.5 м;

3. Черные углистые сланцы. 1.5 м;

4. Черные углистые сланцы с прослоями серых плотных кремнистых аргиллитов. 1.5 м;

5. Серые массивные кремнистые аргиллиты с редкими прослоями серых кремней. Конодонты *Neospathodus waageni* Sweet, *N. dieneri* Sweet, *N. conservativus* Sweet нижнего оленека (нижняя часть смитского яруса). 4 м.

Данные по этому разрезу свидетельствуют в пользу того, что пачка черных углистых сланцев (слой 3 разреза Накаои и слои 3–4 разреза Тенджинмару) может отвечать стратиграфическому интервалу от верхов верхнего дорашама до низов нижнего оленека. Вполне вероятен ее индийский (гресбахско-динерский возраст). Нижний оленек (слой 5) разреза Тенджинмару сопоставим по ли-

тологии с разновозрастными отложениями Дальнегорского разреза.

На острове Хонсю аналогичные разрезы известны севернее г. Осака (разрез Сасаяма), в районе г. Гифу (разрезы Кинказан и Инуяма) и севернее Токио в горах Ашио (разрез Мотежи). В разрезе Сасаяма серые кремни джульфинского и дорашамского ярусов мощностью 5 м перекрываются следующей последовательностью слоев предположительно раннетриасового возраста (Ishiga et al., 1996) (рис. 1, 2): 1) темно-серые кремнистые аргиллиты. 0.5 м; 2) черные углистые аргиллиты. 0.8 м; 3) переслаивание аргиллитов и кремнистых аргиллитов. 1 м.

В разрезе Кинказан пермские отложения отсутствуют. Строение его снизу вверх следующее (Sugiyama, 1992) рис. 1, 2:

1. Черные углистые сланцы. До 20 м;

2. Темно-серые и серые кремнисто-глинистые сланцы. До 15 м;

3. Темно-серые и черные глинистые кремни с многочисленными переотложенными обломками пермских кремней (от блоков до микровключений). До 10 м.

Слой 1 не содержит ископаемых остатков, за исключением единичных пермских радиолярий, очевидно, переотложенных. Верхняя часть слоя 2 и нижняя часть слоя 3 характеризуются раннетриасовым (позднеоленекским) комплексом конодонтов и радиолярий. Верхняя часть слоя 3 содержит уже раннеанизийскую микрофауну, возраст слоя 4 – средний анизий (Sugiyama, 1992). Мощность разреза, вероятно, преувеличена за счет тектонического сдвигания ряда пачек.

В разрезе Инуяма (рис. 1), являющемся опорным для триасовых и юрских глубоководных отложений Японии (Matsuoka et al., 1994), нижнетриасовые отложения представлены зеленоватосерыми кремнисто-глинистыми сланцами с частыми прослоями черных углистых аргиллитов и светло-серых доломитов общей видимой мощностью 10–15 м. Эти отложения содержат конодонты оленекского яруса: *Neospathodus waageni* Sweet, *N. homeri* (Bender). Выше залегают радиоляриевые кремни анизия. Для данного разреза было проведено детальное литологическое исследование всех типов пород (Matsuoka et al., 1994). Кремнисто-глинистые сланцы сложены микрогранулами кварца и глинистыми минералами. Черные аргиллиты обогащены углеродом и карбонатами. Доломиты нацело сложены ромбоэдрическими кристаллами доломита. Рассеянные кристаллы такого рода встречаются и в других породах. Аналогичные отложения широко известны в смежных районах Японии (в поясах Мино, Чичибу, Северном Китаками). Ранее они получили название фации “сланцев Тоиши” (Imoto, 1984; Ishida et al., 1992; Sashida et al., 1992; Saito, 1993).

По остаткам конодонтов эти отложения повсеместно датируются оленеком (смитским и спэтским ярусами) (Koike, 1981). Они хорошо сопоставимы с одновозрастными глубоководными отложениями Сихотэ-Алиня, точнее, со слоями 1–3 Дальнегорского разреза.

В разрезе Мотежи (Kamata, Kajiwara, 1996) – рис. 1, серые кремни верхней перми перекрыты черными углистыми сланцами низов нижнего триаса (?) мощностью до 2 м и серыми кремнистыми аргиллитами предполагаемого оленека (1 м), литологически сходными со “сланцами Тоиши”. Особенностью разреза Мотежи является чрезвычайно малая мощность нижнетриасовых отложений.

На восточном обрамлении Тихого океана глубоководные отложения нижнего триаса известны в Неваде, в разрезе Квинн Ривер (Blome, Reed, 1995). Разрез начинается с верхнепермских отложений. Джульфинский ярус (радиоляриевая зона *Neoalbaillella optima*) представлен плитчатыми кремнями. Дорашамский ярус (радиоляриевая зона *Neoalbaillella omithoformis*) характеризуется аргиллитами с редкими горизонтами черных углистых сланцев. Индский ярус в разрезе Квинн Ривер не установлен. Предположительный нижний оленек представлен переслаиванием углистых сланцев и аргиллитов, не содержащих палеонтологических остатков. Верхний оленек с радиоляриями *Parentactinia nakatsugawensis* и нижний анизий с радиоляриями *Hozmadia gifuensis* сложены чередованием кремнистых аргиллитов и кремней. Сходный тип разреза наблюдается и в Британской Колумбии (Isozaki, 1997). В самое последнее время подобные образования выявлены и в Южном Китае (А. Yao, устное сообщение).

Другие разрезы глубоководного нижнего триаса пока неизвестны. Тем не менее, имеющийся материал достаточен для того, чтобы отметить некоторые закономерности строения глубоководных отложений Палеоокеана. К ним относятся: 1) отсутствие кремнистых пород в нижней половине нижнего триаса; 2) постепенное замещение терригенных пород кремнистыми на протяжении верхнего оленека и нижнего анизия; 3) широкое развитие углистых сланцев в нижней части нижнего триаса и их быстрое убывание вверх по разрезу с полным исчезновением в нижней части среднего триаса. Все эти признаки отмечены для приведенных разрезов и, несомненно, отражают историю осадконакопления в глубоководных областях Палеоокеана, которая, в свою очередь, прямо связана с глобальными биотическими и абиотическими событиями конца перми–начала триаса.

Прекращение или очень существенное ослабление кремненакопления в нижнем триасе является особо значимым. В Японии, Сихотэ-Алине и многих других районах пермские и средне-верх-

нетриасовые глубоководные отложения представлены фацией осадочных радиоляриевых кремней. Для этой фации характерны пространственная выдержанность состава и строения, а также устойчивое существование в течение длительного времени. Несмотря на это, в раннем триасе такие отложения не накапливались, причем их исчезновение в разрезах не сопровождается какими-либо признаками регрессии, усиления терригенного сноса или иными характерными признаками изменения батиметрии и морфологии бассейна. Такое явление можно объяснить лишь одной причиной – кризисом и деградацией кремневого планктона (радиолярий), выразившемся в резком снижении продуктивности биогенного кремненакопления.

Данный вывод подтверждается многими фактами. Во-первых, биогенное происхождение радиоляриевых кремней устанавливается многочисленными исследованиями (Вишневецкая, 1984; Волохин, 1985; Каледа, 1987). В частности, биогенная (радиоляриевая) природа  $\text{SiO}_2$  среднетриасовых–нижнеюрских кремнистых пород разреза Инуяма доказана химическими и рентгеноструктурными анализами (Matsuoka et al., 1994). Во-вторых, черные сланцы предполагаемого инда и кремнистые аргиллиты нижнего оленека Японии и Сихотэ-Алиня не содержат остатков радиолярий, за исключением переотложенных пермских фоссилий и пока неидентифицированных редких и однообразных сферических форм (Брагин, 1991; Sugiyama, 1992), вероятно, относящихся к *Entactinaria*. Наконец, и в более мелководных разрезах различных районов мира наблюдается крайняя бедность радиоляриевых ассоциаций раннего триаса. Наиболее древние триасовые радиолярии известны из верхнего инда–нижнего оленека (динер–нижний смит) Северо-Западной Турции, где они были встречены в темно-серых и черных известняках совместно с конодонтами *Neospathodus dieneri* Sweet, *Clarkina procerocarinata* Kozur верхнего инда и *N. dieneri* Sweet, *N. conservativus* (Muller) верхов верхнего инда–нижнего оленека (Kozur et al., 1996). Здесь обнаружено лишь три вида радиолярий, представленных энтактиниями *Entactinia* (*Stigmosphaerostylus*) *turkensis* (Kozur, Kaya et Mostler) и простыми сферическими спумелляриями. Более молодые ассоциации радиолярий (верхний оленек или спэтский ярус), известные в Японии, Тайланде и на Сихотэ-Алине, также характеризуются бедным составом и преобладанием примитивных энтактиний, типично же мезозойские населлярии и спумеллярии сравнительно редки и представлены примитивными формами (Sashida, 1983, 1991; Брагин, 1991; Sugiyama, 1992; Sashida, Igo, 1992; Nagai, Mizutani, 1993; Kamata, 1995). Все характерные таксоны перми, обладающие высококоразвитой морфологией, в нижнем триасе уже не встречены (Брагин, 1991; Kozur et al., 1996).

Таким образом, в начале триаса произошло вымирание большого числа таксонов радиолярий и деграция радиоляриевого планктона, что выразилось в прекращении глубоководного кремненакопления в пределах Палеоокеана. Для получения более полной картины этого явления требуются соответствующие исследования в восточной части Средиземноморского складчатого пояса (Тибет, Юго-Восточная Азия), где известны как пермские, так и средне-верхнетриасовые кремнистые толщи, но достоверный нижний триас в составе этих разрезов пока не установлен. Радиоляриевая ассоциация Тибета, предполагавшаяся раннетриасовой (Feng, 1992; Feng, Liu, 1993), является, судя по ее таксономическому составу, несомненно среднетриасовой, позднеанализско-раннеладинской (Kozur et al., 1996). Что касается собственно Средиземноморья, то в перми и раннем триасе кремненакопление в этом районе не происходило и наиболее глубоководные осадки представлены глинами и микритовыми известняками (Kozur, 1993; 1995a, b).

Сказанное позволяет по-новому рассмотреть одну из проблем седиментологии, а именно – проблему связи биогенного кремненакопления и вулканизма. Ранее были сделаны попытки связать эпохи кремненакопления с эпизодами вулканической деятельности (Жамойда, 1972). Известно, что пермский и триасовый периоды являются временем активного вулканизма – траппового на платформах и рифтового в пределах подвижных поясов и прилегающих частей платформ. Эти события имели планетарное распространение. Несмотря на это, биогенное кремненакопление не происходило в течение почти всего раннего триаса. Прекращение кремненакопления явно не коррелируется с данными по вулканизму и, несомненно, связано с иными факторами. Это является дополнительным доводом в пользу отсутствия генетической связи вулканизма и кремненакопления, что обосновывалось ранее (Брагин, 1991).

Большой интерес представляет динамика процессов затухания и возобновления биогенного кремненакопления. Эти процессы, как следует из анализа изученных разрезов, не являются ни одноактными, ни моментальными, напротив, они прерывисты и постепенны. Так, в разрезах Тенджинмару и Накаои (Япония, о. Сикоку) продуктивность позднепермского кремненакопления была исследована путем построения так называемой диаграммы Ишига (Kakuwa, 1996a). Эта диаграмма представляет собой график, в котором по оси абсцисс отмечается кумулятивная (суммарная) мощность сланцевых или аргиллитовых прослоев кремнистого разреза, а по оси ординат – разность значений мощности данного кремневого пласта или прослоя и средней мощности таких прослоев в разрезе (Ishiga, 1994a). В итоге в разрезах Тенджинмару и Накаои наблюдается сни-

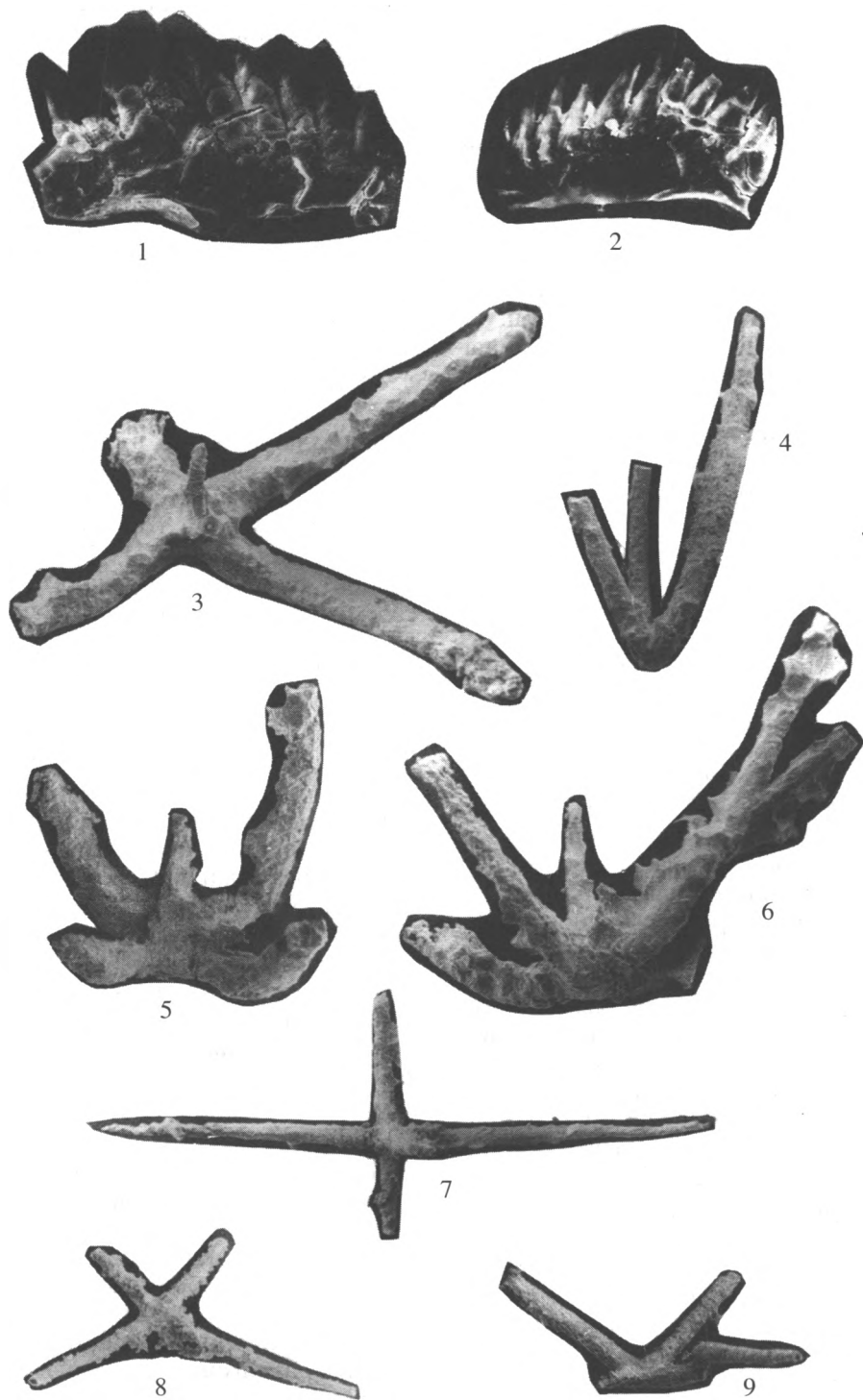
жение продуктивности кремненакопления в верхах джульфинского яруса и его восстановление в дорашамском ярусе. В то же время в разрезах верхней перми центральной Японии (пояса Мино и Тамба) также наблюдается снижение продуктивности кремненакопления и замещение радиоляриевых кремнистых пород аргиллитами, приуроченное к верхам джульфинского яруса (Kuwahara, Ezaki, 1994). Таким образом, в конце джульфинского века наблюдается первый эпизод снижения и частичного прекращения кремненакопления, предшествующий его полному исчезновению в начале триаса.

Окончательное прекращение кремненакопления в начале триаса, по-видимому, не является моментальным. Так, в разрезе Сасаяма (юго-западная Япония) появлению черных углистых аргиллитов с низким содержанием  $\text{SiO}_2$  предшествует маломощный горизонт серых кремнистых аргиллитов (Ishida et al., 1992; Ishiga, 1994b), что говорит в пользу постепенного изменения процесса седиментации. Указанные черные аргиллиты во многих разрезах залегают в основании нижнего триаса и не содержат ни прослоев кремнистых пород, ни остатков организмов с кремневым скелетом, кроме очень редких и мелких сферических форм, возможно, радиолярий (Kozur et al., 1996).

Вслед за накоплением черных аргиллитов уже в начале оленекского века формируются кремнистые аргиллиты, известные как в Японии (сланцы Тоиши), так и на Сихотэ-Алине. В Дальнегорском разрезе отложения нижнего оленека содержат многочисленные, но маломощные прослой плитчатых кремней (Брагин, 1991). Однако данные кремни не являются радиоляриевыми и содержат лишь редкие сферические остатки этих организмов. Напротив, в составе кремнистых пород обнаружены массовые спикулы кремневых губок, которые, очевидно, и являются пороодообразующими.

Несмотря на многочисленность, ассоциация спикул однообразна и представлена только мегасклерами Hexactinellida (отряд Lyssakinosa) – таблица. Скелет таких губок формируется из несвязанных между собой мегасклер (Rigby, 1995). Наиболее обычны пентактины, среди которых различаются спикулы с прямыми или изогнутыми паратангенциальными лучами. Более редки гексактины и ставрактины.

Данная ассоциация губок по составу очень близка комплексам из верхнего инда-нижнего оленека Турции (Kozur et al., 1996) и верхнего оленека запада США (Rigby, Gosney, 1983). Крайнее однообразие и бедность древнейших мезозойских губковых сообществ объясняются тем, что и эти организмы испытали кризис на рубеже перми и триаса. Однако еще до восстановления радиоляриевого планктона губки начали аккумулировать



Характерные фоссилии оленекского яруса Дальнегорского разреза. 1, 2 – конодонты; 1 – *Neospathodus waageni* Sweet; 2 – *Neospathodus homegi* (Bender); 3–9 – мегасклеры кремневых губок отряда *Lyssakinosa*; 3, 5–7 – пентактины; 4 – неидентифицированный обломок крупной мегасклеры; 8, 9 – тетрактинны.  
 Все изображения сделаны с увеличением  $\times 90$ . ГИН РАН, колл. 4738.



кремнезем, и за счет них сформировались первые прослой высококремнистых пород в разрезах триаса Сихотэ-Алиня и, возможно, Японии.

В отложениях верхнего оленека Сихотэ-Алиня и Японии продолжают преобладать слабо кремнистые аргиллиты, среди которых встречаются частые прослой высококремнистых пород, содержащих многочисленные остатки как спикул кремневых губок, так и радиолярий. Иногда наблюдаются настоящие радиоляриты. По мере продвижения вверх по разрезу радиоляриты становятся преобладающим типом пород. Таким образом, можно видеть, что кремненакопление, прерванное в начале раннего триаса, восстанавливается долго и постепенно. Первые признаки настоящего биогенного кремненакопления отмечаются в начале оленека, причем здесь как на Сихотэ-Алине, так и в Японии (Kakuwa, 1996b), оно осуществляется за счет губок. Остатки радиолярий вновь приобретают породообразующее значение лишь в позднем оленеке, а в начале среднего триаса биогенное кремненакопление восстанавливается окончательно.

Все сказанное свидетельствует в пользу того, что прекращение кремненакопления в глубоководных областях Палеоокеана было связано с кризисом морских биосистем, произошедшим в конце перми–начале триаса, и является одним из проявлений этого кризиса. Кроме исчезновения кремнистых осадков, в изучаемых разрезах наблюдаются и другие проявления пермо-триасового биотического кризиса, представляющие не меньший интерес.

Прежде всего к таким проявлениям следует отнести формирование в раннетриасовое время осадков, обогащенных углеродом. Они образуют маркирующую пачку в основании всех известных ныне нижнетриасовых глубоководных разрезов, которая хорошо выдержана пространственно. Отдельные прослой углеродистых пород встречаются и выше, например, в верхнем оленеке Дальнегорского разреза. В то же время такие породы не характерны для отложений перми, а также среднего и верхнего триаса Японии и Сихотэ-Алиня.

В составе разрезов кремнистых толщ мезозоя этих районов имеется еще один уровень углеродистых пород – нижний тоар. Как было показано при изучении кремнистых толщ и нижней юры Японии, этот уровень отвечает планетарному аноксигенному событию (Jenkyns, 1988; Hori, 1990, 1992, 1993; Isozaki, Maruyama, 1992; Ishiga, 1993; Matsuoka et al., 1994). Нижнетриасовые углеродистые породы известны как в Японии, так и на Сихотэ-Алине (Брагин, 1993) и характеризуются кремнистым составом, обильными и разнообразными ассоциациями радиолярий, наличием рассеянного пирита и пиритовых конкреций. На этом уровне и непосредственно выше в различных раз-

резах отмечено переотложение триасовых конodontов (Брагин, 1993; Matsuoka et al., 1994).

Сравнение химических характеристик нижнетриасовых и нижнетриасовых углеродистых пород дает возможность оценить сходство и различие этих отложений. Нижнетриасовые кремни содержат от 0,5 до 2% свободного С, а отношение изотопов С/Н варьирует от 7 до 20, что интерпретируется как свидетельство образования углерода за счет жизнедеятельности фитопланктона, остатки которого встречены в этих породах (Ishiga, 1993). Для нижнетриасовых углеродистых аргиллитов установлены близкие значения отношения С/Н, однако содержание свободного С существенно больше, чем для нижнетриасовых кремней – 2% и выше (Ishiga, 1993). Палеонтологические остатки в них пока не встречены, и потому высказывается предположение о бактериальном происхождении углерода, подтверждаемое данными по составу углеводородов и свободного керогена (Ishiga, 1993; Suzuki et al., 1993).

Причины формирования нижнетриасовых углеродистых пород активно обсуждаются. Многие исследователи полагают, что в раннем триасе проявилось аноксигенное событие (Matsuoka et al., 1994; Kakuwa, 1996a, b; Kamata, Kajiwaru, 1996) или даже “супераноксия” (Isozaki, 1994, 1997). Известна и точка зрения, согласно которой аноксигенное событие явилось причиной массового вымирания на рубеже перми и триаса (Wignall, Hallam, 1992, 1993; Wignall, Twitchett, 1996). Высказывается предположение, что углеродистые породы нижнего триаса образовались благодаря нарушению стратификации вод океана и массовому подъему донных вод, обедненных кислородом, но обогащенных биологически активными веществами (Kajiwaru et al., 1994; Ishiga et al., 1966; Kakuwa, 1996a, b).

При всем этом налицо большие различия между предполагаемой “супераноксией” пермо-триасового рубежа и другими аноксигенными событиями мезозоя, например, раннетриасовым или сеноман-туронским. Ни на раннетриасовом, ни на сеноман-туронском рубеже не происходило таких массовых вымираний, как в конце перми–начале триаса. Что касается радиолярий, то в их развитии во время и сразу после типичных аноксигенных событий проявляются интересные и неожиданные явления – массовое возникновение новых таксонов, не сопровождаемое сколько-нибудь существенным вымиранием (Kuhnt et al., 1986; Thurow, Kuhnt, 1986; Hori, 1992; Matsuoka et al., 1994; O’Dogherly, 1994), а также резкое увеличение продуктивности кремневого планктона. Так, верхи сеномана и нижний турон Средиземноморской области характеризуются широким развитием радиоляриевых кремней, часто углеродистых (лидитов) или чередующихся с углеродистыми

породами. Это общеизвестные “горизонт Бонарелли” Италии (Marcucci-Passerini et al., 1991), его аналоги в Бетийских Кордильерах Испании (O’Dogherty, 1994), “ананурский горизонт” Кавказа. Таким образом, данные по радиолариям и биогенному кремненакоплению для пермо-триасового рубежа и аноксийных событий раннего тоара или сеноман-турона – диаметрально противоположны.

К этому следует добавить, что период накопления углеродистых пород в начале триаса намного продолжительнее подобных периодов, связанных с типичными аноксийными событиями раннего тоара или границы сеномана и турона. Складывается впечатление, что раннетриасовое событие действительно имеет облик “супераноксии”, как то полагают некоторые авторы (Isozaki, 1993, 1994, 1997). Но не исключено, что отличия раннетриасового события от типичных аноксийных эпизодов связаны не только с его масштабностью, но и с иными процессами, проявлявшимися совместно с аноксией. Для анализа этих явлений важнейшее значение имеют данные по геохимии разрезов как кремнистого, так и иного состава.

Исследования по геохимии осадочных толщ верхней перми и нижнего триаса проводятся в различных районах мира. Так, недавно начато изучение геохимии кремнистых толщ Японии. В других странах ранее проводились работы по геохимии относительно мелководных карбонатных отложений. В итоге были открыты значительные геохимические изменения, наблюдающиеся в пределах этого стратиграфического интервала, коррелирующиеся как между собой, так и с другими геологическими явлениями палеозой-мезозойского рубежа и дающие чрезвычайно важный материал для понимания происходивших тогда событий. К таким изменениям относятся прежде всего экскурсы значений  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  и отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ .

Показательна кривая  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , построенная для Альпийской области (Holser et al., 1989, 1991) и Гренландии (Oberhansli et al., 1989). Значение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ , достигавшее 3.5‰ в мидийском ярусе (250 млн. лет), в верхней части джульфинского яруса снижается до 2‰ (248 млн. лет). В нижней части дорашамского яруса наблюдается кратковременное повышение  $\delta^{13}\text{C}$  до 3–3.2‰ (247 млн. лет), но затем происходит снижение, особенно значительное и быстрое в верхней части дорашамского яруса. На границе перми и триаса (245 млн. лет) значение  $\delta^{13}\text{C}$  падает до –1‰. В течение гресбахского яруса происходит подъем  $\delta^{13}\text{C}$  до 0.5‰ (244.5 млн. лет), но в верхней части этого яруса данное значение вновь убывает до –0.5‰. Лишь после этого, последнего снижения, наблюдается рост  $\delta^{13}\text{C}$  и его возвращение к высокому уровню, сравнимому с наблюдавшимся в середине поздней

перми. Таким образом, на этой кривой наблюдаются три периода низких значений: в верхах джульфинского яруса, на границе перми и триаса и внутри нижнего триаса, в верхней части гресбахского яруса. Понижение значения  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  свидетельствует о падении продуктивности морской биоты. Первые два периода низких значений совпадают с двумя важнейшими эпизодами массовых вымираний конца перми (Stanley, Yang, 1994), третий приходится на первую половину раннего триаса – время очень низкой биоразнообразия и, соответственно, низкой биопродуктивности. Эти результаты хорошо коррелируются с данными по темпам кремненакопления в Японии в течение поздней перми и раннего триаса – первое снижение кремненакопления происходит в конце джульфинского века, в дорашаме кремненакопление восстанавливается, а на рубеже перми и триаса его темпы падают до полного прекращения (Kakuwa, 1996a).

Таким образом, отрицательные аномалии  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  в карбонатных разрезах Средиземноморья и эпизоды снижения и прекращения кремненакопления в Тихоокеанском поясе совпадают по времени и интерпретируются как следствия снижения продуктивности морской биоты в целом. Казалось бы, этому противоречит присутствие углеродистых пород в глубоководном нижнем триасе Тихоокеанской области. Однако углерод этих отложений, как предполагается, сформировался за счет самых примитивных групп фитопланктона – бактерий или низших водорослей (Ishiga, 1993; Suzuki et al., 1993; Ishiga et al., 1994). Тогда процветание этой низшей микрофлоры могло оказывать угнетающее воздействие на другие группы морской биоты (Kakuwa, 1996a, b). Благодаря этому, можно объяснить столь низкие темпы восстановления биоразнообразия радиоларий и других групп морской биоты в течение раннего триаса (Алексеев, 1989; Hallam, 1991).

Другой проблемой является низкое значение  $\delta^{13}\text{C}$  в карбонатах на рубеже перми и триаса (–1‰), которое невозможно объяснить одним только падением продуктивности морской биоты. В литературе имеются две интерпретации этого феномена: 1) окисление ранее сконцентрированного органического углерода благодаря крупной регрессии и осушению шельфов в самом конце перми (Holser, Magaritz, 1987; Baud et al., 1989; Holser et al., 1989, 1991); 2) крупные изменения гидрологии океана, вызвавшие подъем глубинных вод, обогащенных легким изотопом углерода (Malkowski et al., 1989; Gruszczynski et al., 1990, 1992; Hoffman et al., 1991; Grotzinger, Knoll, 1995; Knoll et al., 1996). Для решения этой проблемы чрезвычайно важны данные по геохимии глубоководных разрезов Палеопаифики.

Подобные исследования были проведены для ряда разрезов Японии. Представляется необходимым проанализировать и сравнить их результаты с данными по геохимии углеродистых горизонтов других аноксидных событий мезозоя, например, раннетриасового или сеноман-туронского. Это поможет понять причины биотических событий пермо-триасового рубежа.

Для нижнетриасовых аргиллитов зон Танба и Чичибу установлено их обогащение РЗЭ, U, Ва и обеднение Mn, Ca, Sr (Musashino, 1993). Сходные результаты получены и в ходе анализа геохимии нижнего триаса разрезов Сасаяма и Тенджинмару, где, помимо прочего, установлено повышение содержания  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , Y и ряда других компонентов (Ishiga et al., 1996).

$TiO_2$  является одним из важнейших компонентов изверженных пород, и его повышенное содержание в аргиллитах, не содержащих пирокластической примеси, интерпретируется как результат активизации континентального вулканизма щелочно-базальтового типа (Ishiga et al., 1996). Об этом же, по мнению цитируемых авторов, косвенно свидетельствует и обогащение исследованных пород Zr и Hf. Высокое содержание  $P_2O_5$  и Y объясняется в том же ключе, так как их концентрации в континентальных базальтах существенно выше по сравнению с базальтами срединных хребтов и океанических островов (Ishiga et al., 1996). Следовательно, эти данные указывают на более активное поступление материала континентального происхождения в океан. Следует отметить, что возрастание содержания  $P_2O_5$  в нижнетриасовых осадках может быть интерпретировано и иначе – как следствие значительного притока органического материала.

Возможны два варианта объяснения этого явления. Либо в начале триаса произошло усиление геологической активности, либо континентальный материал стал интенсивнее поступать вследствие трансгрессии или возрастания речного стока. Важным индикатором таких явлений служит содержание Се по отношению к другим РЗЭ. Известно, что для современной Атлантики в целом характерны повышенные показатели Се по сравнению с Тихим океаном, и это как раз объясняется более активным поступлением в Атлантику речных вод, обогащенных Се (Musashino, 1990). Кроме того, известно, что глубинные воды океанов обеднены Се по сравнению с поверхностными (Liu et al., 1988). В разрезах Сасаяма и Тенджинмару наблюдается высокий показатель Се для верхней перми. В нижнем триасе происходит его резкое снижение с последующим медленным восстановлением. Такое обстоятельство противоречит предположению об усилении стока континентальных вод в Палеопацифику. Этот вывод согласуется и с данными по изотопии стронция

( $^{87}Sr/^{86}Sr$ ). В конце перми наблюдается быстрое падение отношений  $^{87}Sr/^{86}Sr$  – вплоть до минимума (0.7070) на границе перми и триаса (Smalley et al., 1994). Эти данные свидетельствуют в пользу возрастания роли мантийного потока в Мировом океане.

Для объяснения всех наблюдаемых геохимических явлений и разрешения противоречий многими авторами предлагаются различные модели. Одна из них такова (Ishiga et al., 1996; Kakuwa, 1996): на рубеже перми и триаса произошло оживление тектонической активности и формирование широкой связи между Тетисом и Палеопацификой. В результате сильного смешения вод ранее стабильная и пассивная гидродинамика Палеопацифики пришла в возмущенное состояние, из-за чего произошел мощный подъем глубинных вод, обедненных Се и кислородом, но обогащенных биологически активными веществами, а также токсическими элементами (Kakuwa, 1996a, b). Это и привело к кризису морских биосистем, выразившемуся в бурном развитии низших форм фитопланктона и деградации других групп. Необходимо отметить, что в данной модели остается нерешенным вопрос баланса водных масс, поскольку объем вод Тетиса был заведомо меньше объема вод Палеопацифики. Кроме того, такие явления, как распад барьеров между океаническими бассейнами происходили многократно в течение фанерозоя, но не приводили к перевороту океанических вод.

Близкая модель предлагается для объяснения данных по изотопии серы для разреза Мотежи центральной Японии (Kamata, Kajiwarra, 1996). Здесь для верхней перми реконструируется аноксидная обстановка, исходя из высоких значений  $\delta^{34}S$  (от  $-6$  до  $-8.5\%$ ). На рубеже перми и триаса значение  $\delta^{34}S$  резко падает (до  $-30\%$ ), что, по мнению цитируемых авторов, свидетельствует о кратковременном прекращении аноксидных условий вследствие активного смешения глубинных и поверхностных вод. После этого эпизода в начале раннего триаса устанавливаются аноксидные условия, сопровождающиеся постепенным повышением  $\delta^{34}S$  до  $-10\%$ , и сохраняющиеся в течение очень длительного времени – вплоть до начала среднего триаса. Длительная раннетриасовая аноксия могла быть следствием эпизода активной гидродинамики океана на рубеже перми и триаса (Kamata, Kajiwarra, 1996). В данной модели остается неясной первичная причина изменений гидродинамического режима.

Между тем, в качестве причины типичных аноксидных событий мезозоя предлагаются эвстатические колебания. Механизм развития таких явлений подробно рассмотрен в статье Ю.О. Гаврилова и Л.Ф. Копаевич (1996). В качестве основного примера избрано сеноман-туронское событие. В разрезах Крыма на уровне аноксии наблюдается

ся обогащение органическим углеродом и токсическими металлами – Ni, Mo, Zr. Повышение содержания токсичных элементов вообще свойственно для различных аноксидных осадков (Юдович, Кетрис, 1991). Накопление органического углерода произошло за счет бурного развития фитопланктона благодаря активному поступлению с континентов как органики, так и соединений азота и фосфора. Это осуществилось благодаря быстрому затоплению обширных приморских равнин, сформировавшихся в ходе предшествующей регрессии. Накопление токсичных металлов в осадках произошло из-за ослабления окислительных процессов и абсорбции этих элементов оболочками отмерших водорослей.

Сравнение двух моделей отчетливо проявляет коренное различие между пермо-триасовым событием и типичными аноксидными эпизодами мезозоя. В ходе пермо-триасового события бескислородная обстановка развивалась не за счет трансгрессии и последующей вспышки фитопланктона, а вследствие мощного подъема глубинных вод, обедненных кислородом. Это объясняет тот факт, что накопление аноксидных углеродистых сланцев в разрезах Палеоокеаники начинается несколько выше собственно пермо-триасового рубежа (Ishiga et al., 1996; Kamata, Kajiwara, 1996). Тогда активное развитие фитопланктона в пелагической части Палеоокеаники начинается уже после момента массового вымирания и является фактором, длительное время препятствующим восстановлению морских биосистем. Это объясняет особую значительность пермо-триасового вымирания, с которым несопоставимы биотические изменения раннего тоара или сеноман-туронского рубежа.

Тем не менее, следует отметить дискуссионность практически всех предлагаемых моделей и явный недостаток данных для принятия решения в пользу той или иной. Наиболее неясными остаются первичные причины происшедших процессов. Поэтому требуются дополнительные комплексные исследования данной проблемы.

## ВЫВОДЫ

Пермо-триасовый рубеж в глубоководных разрезах Палеоокеаники характеризуется крупными изменениями состава палеонтологических комплексов, литологии и геохимии разрезов. Все эти изменения непосредственно связаны с крупнейшим кризисом биосферы, произошедшем на этом рубеже: одни из них могут иметь отношение к его причинам, другие являются его прямыми проявлениями, третьи – следствиями.

Наблюдающиеся в разрезах отрицательная аномалия Se и положительные аномалии TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Y – предположительно связаны с активиза-

цией тектонического режима. Этот процесс мог быть основной причиной биотического кризиса.

Биотический кризис имеет как прямые, так и косвенные проявления в разрезах. К прямым относятся крайняя таксономическая бедность ассоциаций радиолярий и кремневых губок. Косвенными проявлениями или следствиями являются – падение продуктивности кремнистой седиментации, широкое развитие осадков с высоким содержанием органического вещества.

Наблюдаемые в разрезах кремнистых толщ биотические и геохимические изменения хорошо коррелируются между собой и могут быть прослежены по площади (рис. 1, 2). Это, с одной стороны, свидетельствует в пользу наличия связи между такими явлениями, с другой – является предпосылкой комплексного использования палеонтологических и геохимических данных для детализации стратиграфических шкал.

Масштабность и продолжительность ранне-триасового кризиса наряду с характером его биотических, литологических и геохимических проявлений свидетельствуют в пользу уникальности этого явления в истории Земли и его принципиального отличия от широко известных аноксидных эпизодов.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 97-05-64646 и 97-05-65864).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С. Глобальные биотические кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли // Биотические события на основных рубежах фанерозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. С. 22–47.
- Брагин Н.Ю., Олейник Л.М., Парняков В.П. Стратиграфия и структура опорного разреза горбушинской свиты Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 2. С. 23–34.
- Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР // Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1991. Вып. 469. 125 с.
- Брагин Н.Ю. Стратиграфия верхнепалеозойских и мезозойских толщ в районе Хабаровска // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 9. С. 35–40.
- Брагин Н.Ю. Стратиграфия юрско-нижнемеловых кремнисто-терригенных отложений Приморья (Горбушинская толща) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 2. С. 93–99.
- Вишневская В.С. Радиоляриды как аналоги современных радиоляриевых илов. М.: Наука, 1984. 120 с.
- Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 200 с.
- Гаврилов Ю.О., Копеевич Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 3–14.

- Жамойда А.И.* Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 242 с.
- Каледа Г.А.* Эволюция кремнистого осадконакопления на континентальном блоке // Происхождение и практическое использование кремнистых пород. М.: Наука, 1987. С. 43–58.
- Юдович Я.Э., Кетпис М.П.* Геохимия и рудогенез токсичных элементов-примесей (Cd, Hg, As, Sb, Se) в черных сланцах. Сыктывкар: КомиНЦ АН СССР, 1991. 80 с.
- Baud A., Magaritz M., Holser W.T.* Permian–Triassic of the Tethys: Carbon isotopic studies // *Geol. Rundschau*. 1989. V. 78. № 2. P. 649–677.
- Blome Ch.D., Reed K.M.* Radiolarian biostratigraphy of the Quinn River Formation, Black Rock terrane, north-central Nevada: Correlations with eastern Klamath terrane geology // *Micropalaeontology*. 1995. V. 41. № 1. P. 49–68.
- Feng Q.* Permian and Triassic radiolarian biostratigraphy in south and southwest China // *J. China Univ. Geosci.* 1992. V. 3. № 1. P. 51–62.
- Feng Q., Liu B.* Radiolaria from late Permian and early-middle Triassic in southwest Yunnan // *Earth Sci. Journ. China Univ. Geosci.* 1993. V. 18. № 5. P. 540–552.
- Grotzinger J.P., Knoll A.H.* Anomalous carbonate precipitates: Is the Precambrian the key to the Permian? // *Palaeos*. 1995. V. 10. P. 578–596.
- Gruszczynski M., Hoffman A., Malkowski K., Zawidzka K., Halas S., Yong Z.* Carbon isotopic drop across the Permian–Triassic boundary in SE Sichuan, China // *Neues Jahrb. Geol. und Palaeontolog. Monatshefte*. 1990. № 10. P. 600–606.
- Gruszczynski M., Hoffman A., Malkowski K., Veiser J.* Sea-water strontium isotopic perturbation at the Permian–Triassic boundary, West Spitzbergen and its implications for the interpretation of strontium isotopic data // *Geology*. 1992. № 20. P. 779–782.
- Hallam A.* Why was there a delayed radiation after the End–Paleozoic extinction? // *Histor. Biology*. 1991. № 5. P. 217–262.
- Hoffman A., Gruszczynski M., Malkowski K.* On the interrelationship between temporal trends in  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{34}\text{S}$  in the world ocean // *J. Geology*. 1991. № 99. P. 355–370.
- Holser W.T., Magaritz M.* Events near the Permian–Triassic boundary // *Modern Geology*. 1987. № 11. P. 155–180.
- Holser W.T., Schonlaub H.P., Attrep M., Jr.* A unique geochemical record at the Permian/Triassic boundary // *Nature*. 1989. № 337. P. 39–43.
- Holser W.T., Schonlaub H.P., Boeckelmann K., Magaritz M., Orth C.J.* The Permian–Triassic of the Gartnerkofel-1 core (Carnic Alps, Austria): Synthesis and conclusions // *Abhandl. geol. Bundesanstalt*. 1991. № 45. P. 213–232.
- Hori R.* Lower Jurassic radiolarian zones of southwestern Japan // *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan. N.S.* 1990. № 151. P. 543–563.
- Hori R.* Radiolarian biostratigraphy at the Triassic/Jurassic Period boundary in bedded cherts from the Inuyama area, Central Japan // *J. Geosci. Osaka City Univ.* 1992. V. 35. P. 53–65.
- Hori R.* Toarcian Oceanic Event in deep-sea sediments // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1993. V. 44 (9). P. 555–570.
- Imoto N.* Late Paleozoic and Mesozoic cherts in the Tamba Belt, Southwest Japan (Part 1) // *Bull. Kyoto Univ. of Educ.* 1984. Ser. B. № 65. P. 15–40.
- Ishida K., Yamashita M., Ishiga H.* P/T boundary in pelagic sediments in the Tamba Belt, Southwest Japan // *Geol. Rep. Shimane Univ.* 1992. № 11. P. 39–57.
- Ishiga H.* Carbonaceous mudstones of the Lower Toarcian and the Permian/Triassic boundary horizons in Japan // *News Osaka Micropaleontol.* 1993. Spec. vol. № 9. P. 51–69.
- Ishiga H.* Permian/Triassic boundary and carbon circulation in pelagic sediments of Southwest Japan // *Earth Science*. 1994a. V. 48. P. 285–297.
- Ishiga H.* Late Paleozoic bedded cherts and Permian and Triassic boundary in the Tamba Terrane, southwest Japan // *Guide Book for Interrad VII field excursion*. Osaka. 1994b. P. 1–18.
- Ishiga H., Ishida K., Sampei Y. et al.* Oceanic pollution at the Permian/Triassic boundary in pelagic condition from carbon and sulfur stable isotopic excursion, Southwest Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1993. V. 44. № 12. P. 721–726.
- Ishiga H., Ishida K., Dozen K., Musashino M.* Geochemical characteristics of pelagic chert sequences across the Permian–Triassic boundary in southwest Japan // *Island Arc*. 1996. № 5. P. 180–193.
- Isozaki Y.* Superanoxia across the Permo–Triassic boundary: record in accreted deep–sea pelagic chert in Japan // *Canad. Soc. Petrol. Geol. Memoir*. 1994. V. 17. P. 805–812.
- Isozaki Y.* Permo–Triassic boundary: superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea // *Science*. 1997. V. 276. P. 235–238.
- Isozaki Y., Maruyama S.* Record of the Paleozoic/Mesozoic boundary event preserved in pelagic sediments in an accretionary complex, and its implication to the Earth's evolution // *99th Annual Meeting of the Geological Society of Japan. Abstracts*. 1992. V. 160. P. 72.
- Jenkyns H.* The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence // *Amer. J. Sci.* 1988. V. 288. P. 101–151.
- Kajiwara Y., Yamakita S., Ishida K. et al.* Development of a largely anoxic stratified ocean and its temporary massive mixing at the Permian and Triassic boundary supported by the sulfur isotopic record // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1994. V. 111. P. 367–379.
- Kakuwa Y.* Sedimentary petrographical study on bedded cherts of the Northern Chichibu Belt in eastern Shikoku with special reference to the P/T boundary // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1993. V. 44. № 9. P. 533–546.
- Kakuwa Y.* Correlation between the bedded chert sequence of southwest Japan and  $\delta^{13}\text{C}$  excursion of carbonate sequence, and its significance to the Permian–Triassic mass extinction // *Island Arc*. 1996a. № 5. P. 194–202.
- Kakuwa Y.* Permian–Triassic mass extinction event recorded in bedded chert sequence in southwest Japan // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1996b. № 121. P. 35–51.
- Kamata Y.* Early Triassic radiolarians from black siliceous shale and black chert in the Kuzu area of the Ashio Terrane, central Japan // *Fossils*. 1995. № 59. P. 23–31.
- Kamata Y., Kajiwara Y.* Sulfur isotopic data from the Permian–Triassic boundary in a chert sequence at Motegi, Gunma Prefecture, in the Ashio Mountains, central Japan // *Prof. H. Igo. Commem.* V. 1996. P. 19–27.

- Knoll A.H., Bambach R.K., Canfield D.E., Grotzinger J.P.* Comparative Earth history and Late Permian mass extinction // *Science*. 1996. V. 273. P. 452–457.
- Koike T.* Biostratigraphy of Triassic conodonts in Japan // *Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ. Sec. II*. 1981. № 28. P. 25–42.
- Kozur H.* Upper Permian radiolarians from the Sosio Valley area, western Sicily (Italy) and from the uppermost Lamar Limestone of West Texas // *Jb. Geol. B.-A.* 1993. V. 136. № 1. P. 99–123.
- Kozur H.* Permian conodont zonation and its importance for the Permian stratigraphic standard scale // *Geol. Palaeont. Mitt. Innsbruck*. 1995a. V. 20. P. 165–205.
- Kozur H.* First evidence of Middle Permian ammonitico rosso and further new stratigraphic results in the Permian and Triassic of the Sosio Valley area, western Sicily // *Proc. I Croatian Geol. Congress*. 1995b. V. 1. P. 307–310.
- Kozur H., Kaya O., Mostler H.* First evidence of lower to middle Scythian (Dienerian–lower Olenekian) radiolarians from the Karakaya Zone of northwestern Turkey // *Geol. Palaeont. Mitt. Innsbruck*. 1996. Sonderband 4. P. 271–285.
- Kuhnt W., Thurow J., Wiemann J., Herbin J.P.* Oceanic anoxic conditions around the Cenomanian/Turonian boundary and the response of the biota // *Mitt. Geol. Palaeontol.* 1986. V. 60. P. 205–246.
- Kuwahara K., Ezaki Y.* Siliceous mudstone of Upper Permian Neolabaillella optima Zone in the Mino–Tamba belt // 101th Annual Meeting of the Geological Society of Japan. Abstracts. 1994. V. 162. P. 58.
- Liu Y.-G., Miah M.R., Schmitt R.A.* Cerium: a chemical tracer for paleo-oceanic redox conditions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1988. V. 52. P. 1361–1371.
- Malkowski K., Gruszczynski M., Hoffman A.* Oceanic stable isotope composition and a scenario for the Permo-Triassic crisis // *Histor. Biology*. 1989. № 2. P. 289–309.
- Marcucci-Passerini M., Bettini P., Dainelli J., Sirugo A.* The “Bonarelli Horizon” in the central Apennines (Italy): radiolarian biostratigraphy // *Cretaceous Res.* 1991. № 12. P. 321–331.
- Matsuoka A., Hori R., Kuwahara K. et al.* Triassic-Jurassic radiolarian-bearing sequences in the Mino Terrane, central Japan // *Guide Book for Interrad VII field excursion*. Osaka. 1994. P. 19–61.
- Musashino M.* The Panthalassa – a cerium-rich Atlantic-type ocean: sedimentary environments of the Tamba Group, Southwest Japan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. P. 165–177.
- Musashino M.* Chemical composition of the “Toishi-type” siliceous shale. Part 1 // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1993. V. 44. № 12. P. 699–705.
- Nagai H., Mizutani S.* Early Triassic radiolarians from Tsuzuya, Minokamo City, Gifu Prefecture, Central Japan // *Bull. Nagoya Univ. Furukawa Mus.* 1993. № 9. P. 1–23.
- Oberhänsli H., Hsu K.J., Piasecki S., Weissert H.* Permian-Triassic carbon-isotope anomaly in Greenland and in the Southern Alps // *Histor. Biology*. 1989. V. 2. P. 37–49.
- O’Dogherly L.* Biochronology and palaeontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // *Mem. Geologie (Lausanne)*. 1994. № 21. 415 p.
- Rigby J.K.* Sponges as microfossils // *Siliceous microfossils / Ch.D. Blome (ed.). Paleontol. Soc. Short courses in palaeontology*. Tennessee Univ. 1995. № 8. P. 1–17.
- Rigby J.K., Gosney T.C.* First reported Triassic lyssakid sponges from North America // *J. Palaeontol.* 1983. V. 57. № 4. P. 787–796.
- Saito M.* Geologic significance of the “Toishi-type” shale in the evolution of the Jurassic melanges in the Kuze area, western Mino Terrane, central Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1993. V. 44. № 9. P. 571–596.
- Sashida K.* Lower Triassic Radiolaria from the Kanto Mountains, central Japan. Part 1: Paleoscenediidae // *Trans. Proc. Paleontol. Soc. Japan. New Ser.* 1983. № 131. P. 168–176.
- Sashida K.* Early Triassic radiolarians from the Ogamata Formation, Kanto Mountains, Central Japan. Part 2 // *Trans. Proc. Paleontol. Soc. Japan. N. S.* 1991. № 161. P. 681–696.
- Sashida K., Igo H.* Triassic radiolarians from a limestone exposed at Khao Chiak near Phatthalung, Southern Thailand // *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan. N. S.* 1992. № 168. P. 1296–1310.
- Sashida K., Kamata Y., Igo H.* “Toishi-type shale in the Ashio Mountains, central Japan // *Ann. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*. 1992. № 18. P. 59–66.
- Smalley P.C., Higgins A.C., Howarth A.C. et al.* Seawater Sr isotope variations through time: A procedure for constructing a reference curve to date and correlate marine sedimentary rocks // *Geology*. 1994. V. 22. P. 431–434.
- Stanley S.M., Yang X.* A double mass extinction at the end of the Paleozoic era // *Science*. 1994. V. 266. P. 1340–1344.
- Sugiyama K.* Lower and Middle Triassic radiolarians from Mt. Kinkazan, Gifu Prefecture, Central Japan // *Trans. Proc. Paleontol. Soc. Japan. N. S.* 1992. № 167. P. 1180–1223.
- Suzuki N., Ishida K., Ishiga H.* Organic geochemical implications of black shales related to the Permian/Triassic boundary, Tamba belt, Southwest Japan // *Bull. Geol. Surv. Japan*. 1993. V. 44. № 12. P. 707–720.
- Thurow J., Kuhnt W.J.* Mid-Cretaceous of the Gibraltar arch area // *North Atlantic Palaeoceanography / Summerhayes C.P., Shackleton N.J. (Eds.). J. Geol. Soc. London. Spec. Publ.* 1986. V. 22. P. 423–445.
- Wignall P.B., Hallam A.* Anoxia as a cause of the Permian/Triassic mass extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1992. V. 93. P. 21–46.
- Wignall P.B., Hallam A.* Griesbachian (Earliest Triassic) palaeoenvironmental changes in the Salt Range, Pakistan and southeast China and their bearing on the Permo-Triassic mass extinction // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1993. V. 93. P. 21–46.
- Wignall P.B., Twitchett R.J.* Oceanic anoxia and the end Permian mass extinction // *Science*. 1996. V. 272. P. 1155–1158.

Рецензенты М.А. Жарков, А.С. Алексеев

УДК 551.733.3:562(517)

## ВОЗРАСТ ЧОКУСИНСКИХ СЛОЕВ РАЗРЕЗА КЫЗЫЛ-ДЖАР-ЧОКУСУ (СИЛУР, СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

© 2000 г. О. Б. Бондаренко\*, Чулун Минжин\*\*

\* *Московский государственный университет  
119899 Москва, Воробьевы горы, МГУ, геологический факультет, кафедра палеонтологии, Россия*

\*\* *Монгольский технический университет, факультет геологии и минералогии  
Улан-Батор–46, почтовый ящик 46/225, Монголия*

Поступила в редакцию 02.04.98 г.

Существуют две основные версии о последовательности напластования пород и о возрасте чокусинских слоев горы Кызыл-Джар-Чокусу: лудлов–пржидол либо венлок–ранний лудлов. Разночтение связано со сложным геологическим строением и противоречивыми заключениями о возрасте пород по различным группам беспозвоночных (табулятоидеи, гелиолитоидеи, ругозы, мшанки, брахиоподы). Авторы доказывают венлокский возраст слоев. Не исключается присутствие отложений верхнего лландовери и нижнего лудлова.

**Ключевые слова.** Биостратиграфия, силур, чокусинские слои, беспозвоночные, Северо-Западная Монголия.

В Северо-Западной Монголии силурийские карбонатно-терригенные отложения с богатой фауной строматопорат, кораллов, мшанок, брахиопод и криноидей наиболее полно обнажаются на северо-западном склоне г. Кызыл-Джар-Чокусу, где они были выделены в чокусинскую свиту (Кобаевич, Улитина, 1977), а затем в чокусинские слои (Сытова, Улитина, 1983).

В результате почти тридцатилетнего изучения чокусинских слоев сложились две основные версии об их расчленении, корреляции, возрасте и характере блокового строения горы. По одной версии чокусинские слои горы Кызыл-Джар-Чокусу соответствуют венлоку и низам лудлова и, возможно, верхам лландовери; по другой – они отвечают лудлову–пржидолу и, возможно, низам девона (рис. 1).

Богатая фауна, заключенная в этих отложениях, имеет важное корреляционное значение и неопределенность возраста небезразлична для палеонтологических и геологических работ.

В статье изложены не только собственные полевые наблюдения и результаты монографического исследования табулятоидей (Ч. Минжин) и гелиолитоидей (О.Б. Бондаренко), но и проанализированы литературные данные. Ч. Минжин участвовал в полевых работах вместе с Х.С. Розман в 1975, 1976, 1981 и 1983 гг., а О.Б. Бондаренко – с Л.М. Улитиной в 1977 г.

Авторы благодарят Р.Е. Алексееву, А.С. Алексееву, О.Д. Суетенко и Л.М. Улитинову за активное и плодотворное обсуждение статьи.

## ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЧОКУСИНСКИХ СЛОЕВ ГОРЫ КЫЗЫЛ-ДЖАР-ЧОКУСУ

Название Кызыл-Джар-Чокусу<sup>1</sup> относится как к крутому склону горы с отметкой 2701.8 м, так и к ручью у ее подножья.

Название Кызыл-Джар-Чокусу уйгурского происхождения; что означает “Красный Обрыв–Чистая вода”; на монгольском языке гору называют Улаан-Эрэг, отсюда и разночтение названий в статьях и на картах. Гора Кызыл-Джар-Чокусу находится в северо-западных отрогах Монгольского Алтая в 150 км северо-западнее сомона Улан-Хус (Баян-Улгийский аймак) по правобережью среднего течения р. Их-Ойгурингол, почти на границе Монголии с Китаем, Казахстаном и Россией (рис. 2а).

К интенсивному изучению геологии и фауны Монголии приступили в 1963 г. в связи с составлением геологической карты масштаба 1 : 1 500 000, а затем 1 : 500 000 (Геологическая карта..., 1978). Породы горы Кызыл-Джар-Чокусу входят в состав силурийских толщ, выполняющих наложенные структуры (Дергунов и др., 1980). В сводке по стратиграфии силура Монголии было показано, что породы, обнажающиеся на горе Кызыл-Джар-Чокусу, входят в поле нерасчлененного венлока – основания лудлова (Филиппова, Лувсанданзан, 1973). Характеристика этих отложений была дана в сводке следующим образом:

<sup>1</sup> Синонимы, встречающиеся в русскоязычной литературе: Кызыл-Джар-Чокусу, Баян-Улгэйский, Ихе-Ойгурин-Гол, Ихэ-Ойгурин-Гол, Их-Ойгурын-Гол, Ойгурин-Гол, Ойгурийн-Гол, Ойгурингол.

Силур		Девон нижний		Авторы, даты публикаций
		Верхний	Пржи-дол	
Нижний	Венлок	Лудлов	Литологические подразделения	
	Ллан-довери			
		$S_{1w}-S_{2ld_1}$	$S_{2pr}-?D_1$	Филиппова, Лувсанданзан, 1973 (брахиоподы, Алексеева)
			$S_{2pr}$	Копаявич, Улитина, 1977 (мшанки, ругозы)
			$S_{2ld-pr}$	Сытова, Улитина, 1983 (ругозы)
			$S_{2pr}$	Копаявич, 1984 (мшанки)
			$S_{2ld-pr}$	Большакова, Улитина, 1985 (ругозы)
		$S_{2ld_1}$		Розман, 1986, 1988 (брахиоподы)
	$S_{1w_2}$	$S_{2ld_1}$		Бондаренко, 1986, 1987, 1988, 1991 (гелиолитоидеи)
	$S_{1w_1}$	$S_{1w}$		Розман, Минжин, 1988 (брахиоподы, табулятоидеи)
		$S_{2ld_1}$		
		$S_{1w_2}$		
		$S_{1w_1}$		
		$S_{1w}$		
		$S_{2ld_1}$		
		$S_{1w_2}$		
		$S_{1w_1}$		
		$S_{1ln_3}$		В данной статье

Рис. 1. Представления разных авторов о возрасте чокусинских слоев горы Кызыл-Джар-Чокусу.

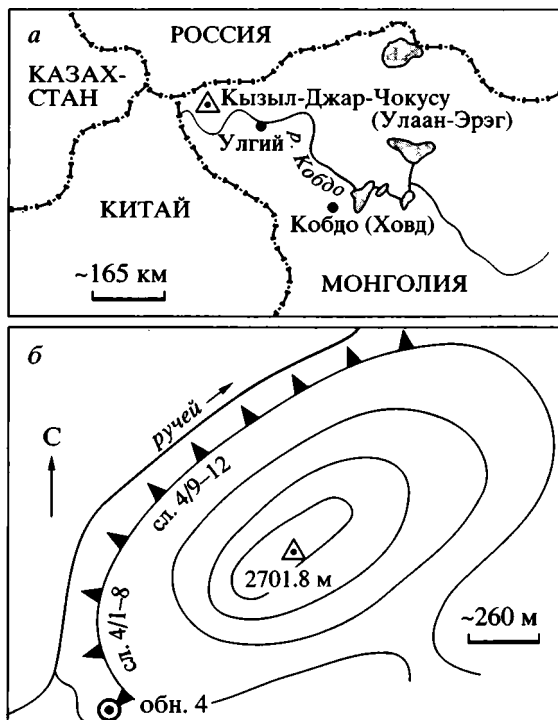


Рис. 2. Гора Кызыл-Джар-Чокусу.

а – местонахождение горы; б – строение горы по топографической карте.

Сл. 4/1–8, сл. 4/9–12 – номера слоев с фауной, обн. 4 – номер обнажения (см. также рис. 3).

“...А.Б. Дергуновым к силуру относится пестрая по окраске терригенная толща, слагающая небольшую наложенную мульду в среднем течении р. Ойгурин-Гол. На подстилающих кембро-ордовикских отложениях толща залегает резко несогласно и перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями среднего девона. Мощность толщи 600–800 м. Среди брахиопод, собранных в нижних горизонтах ее, Р.Е. Алексеевой определены *Stegerhynchus decemplicatus angaciensis* Tchern., *Camarotoechia ubsuensis* Tchern., *Tannuspirifer pedaschenkoi* Tchern., *Tuvaella rakovskii* Tchern., *Spondylostrophia* ex gr. *lata* Kulkov, *Leptostrophia elegestica* Tchern., *Howeella* sp., *Plectatrypa* sp., характерные для венлокского яруса нижнего силура” (Филиппова, Лувсанданзан, 1973, с. 151).

Следующая сводка по силуру Монголии была опубликована А.Б. Дергуновым и др. (1980), которую рассматривают также как объяснительную записку к Геологической карте Монгольского Алтая масштаба 1 : 500 000 (1978). Из отложений силура горы Кызыл-Джар-Чокусу были указаны: табулятоидеи (определения Т.Т. Шарковой) – *Nalysites bifolius* Kovalevsky, *Favosites interstinctus* Regnell; гелиолитоидеи (определения Т.Т. Шарковой) – *Helioplasma* sp.; ругозы (определения В.А. Сытовой) – *Phaulactis* sp., *Carinophyllum confusum* (Рошта), *Pilophyllum weissermeli* Wedekind и брахиоподы (определения Х.С. Розман) – *Stegerhynchus decemplicatus angaciensis* Tchern., *Camarotoechia ubsuensis*



Tchern., Plectatrypa sp., Howellella sp., Tannuspirifer pedaschenkoi Tchern., Tuvaella sp., Spondilostrophia ex gr. lata Kulkov. Фаунистический комплекс “позволяет отнести вмещающие толщи к венлоку и нижнему лудлову” (Дергунов и др., 1980, с. 48).

С 1974 г. стали целенаправленно собирать ископаемых и изучать геологическое строение горы Кызыл-Джар-Чокусу сотрудники совместных Советско-Монгольских палеонтологической (ССМПЭ) и геологической экспедиций (ССМГЭ) АН СССР и Монгольской Народной Республики (в скобках указаны годы полевых сборов): Л.М. Улитина (1974, 1975, 1977), Г.В. Копаевич (1974), Л.Н. Большакова (1975), Х.С. Розман и Ч. Минжин (1975, 1976, 1981, 1983), О.Б. Бондаренко (1977).

Г.В. Копаевич и Л.М. Улитина (1977) объединили отложения горы Кызыл-Джар-Чокусу мощностью около 400 м в чокусинскую свиту и опубликовали описание ее разреза. Возраст свиты по мшанкам и ругозам ими был определен как “...позднесилурийский, возможно, пржидольский...”, можно “...отнести рассматриваемый комплекс к пограничным слоям силура и девона”, “...состав ругоз и мшанок показал, что возраст чокусинской свиты датируется как пржидольский и, возможно, начало жединского” (с. 49, 60) – см. рис. 1. Чокусинская свита по литологии была разделена на три части: нижнюю, среднюю и верхнюю. В статье Г.В. Копаевич и Л.М. Улитиной (1977) также были опубликованы результаты исследований жизненных форм кораллов и мшанок чокусинских слоев с последующей реконструкцией обстановок обитания. Кроме того, в разрезе были показаны стратиграфические уровни находок остатков других беспозвоночных: строматопорат, табулятоидей, гелиолитоидей и брахиопод, но без родовых и видовых определений.

В.А. Сытова и Л.М. Улитина (1983) в монографии по ругозам перевели отложения чокусинской свиты в ранг чокусинских слоев, а их возраст по ругозам понизили по сравнению с 1977 годом до лудлов-пржидольского: “...причем преобладают пржидольские ругозы”, “...лудлов и пржидол в Монголии в настоящее время разделить не удается” (Сытова, Улитина, 1983, с. 28, 37). Предварительные определения ругоз, опубликованные ранее (Копаевич, Улитина, 1977), были пересмотрены и в монографии следующие из них заменены на другие (см. названия в скобках): *Carinophyllum confusum* (Pošta) (*Stereoxylodes clarus* Sytova), *Pseudamplexus fascicularis* Soshkina (*Ps. quadripartitus* Soshkina), *Tryplasma weissermeli* Wedekind (*T. aequabile* (Lonsdale)), *Scyphophyllum clavum* Strelnikov (*S. vulgare* Sytova), *Ramulophyllum heterozonale* Nikolaeva (*Scyphophyllum vulgare* Sytova), *Cystiphyllum* aff. *siluriense* Lonsdale (*C. omphyforme* Grabau), *Kodonophyllum* aff. *truncatum* (L.) (*K. forte* Ulitina), *Lampro-*

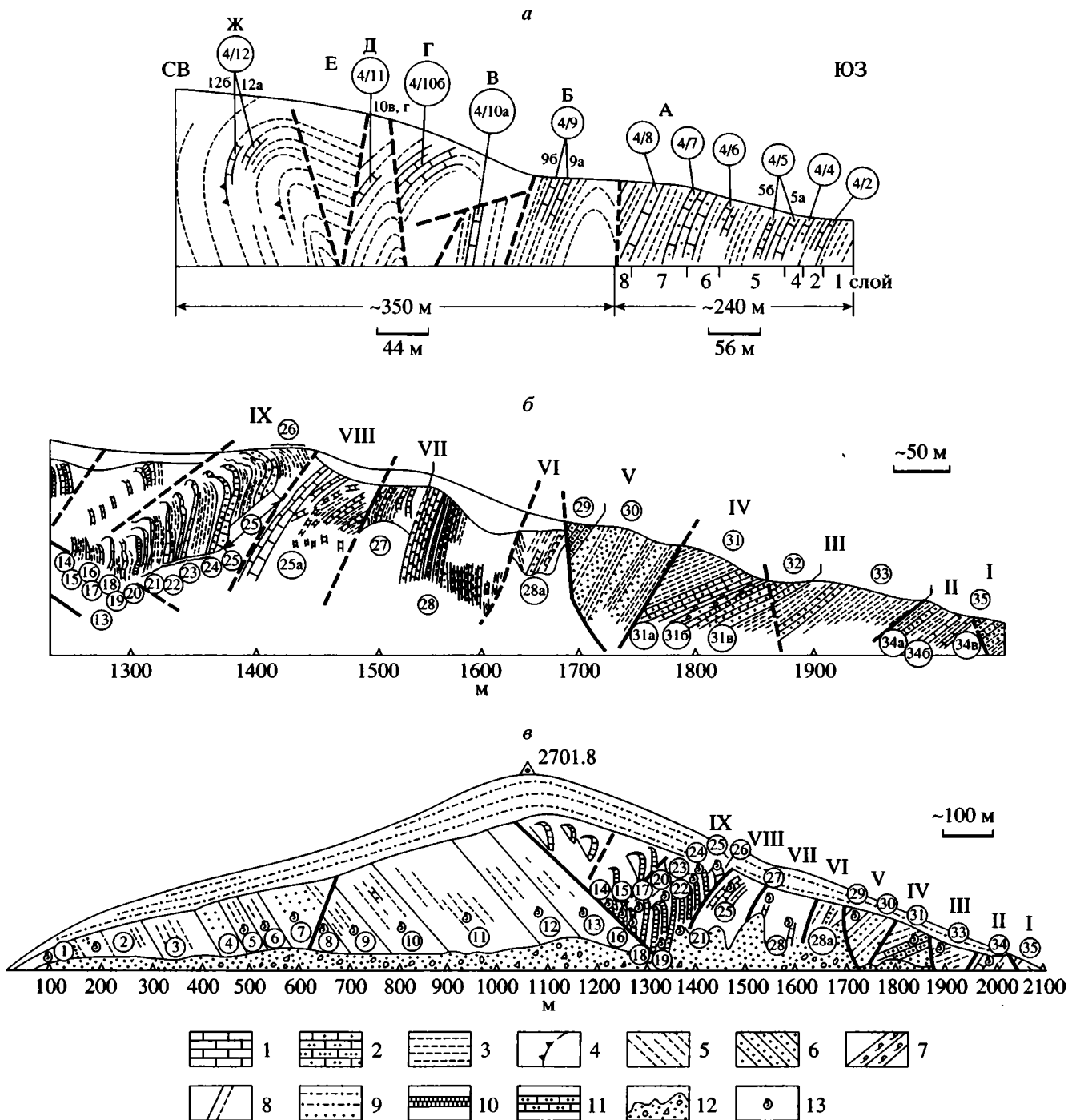
*phyllum* sp. (*Coronoruga idonea*), *Stortophyllum* sp. (*Pholidophyllum loveni longiseptatum* Sytova). Позже Л.М. Улитина (1993) отнесла вид *Stereoxylodes clarus* Sytova к роду *Entelophyllum*, а вид *Scyphophyllum vulgare* Sytova избрала типовым видом рода *Empedophyllum*.

Г.В. Копаевич (1984) в монографии по мшанкам пересмотрела большинство своих предварительных определений, опубликованных ранее (Копаевич, Улитина, 1977) и описала основную часть мшанок, как новые виды. Возраст чокусинских слоев был интерпретирован ею как пржидольский.

В 1985 г. Л.Н. Большакова и Л.М. Улитина впервые проиллюстрировали сложное строение горы Кызыл-Джар-Чокусу, представленное серией тектонических блоков (рис. 3а). Несмотря на блоковое строение, была сохранена версия 1977 г. о том, что разрез чокусинских слоев мощностью 360–400 м начинается от юго-западного окончания горы и продолжается далее на северо-восток. Чокусинские слои в целом были отнесены к лудлов-пржидолу (Большакова, Улитина, 1985, с. 19, 33).

Результаты монографического изучения брахиопод (Розман, 1986, 1988) и гелиолитоидей силура Монголии (Бондаренко, 1986–1988, 1991) показали, что возраст чокусинских слоев горы Кызыл-Джар-Чокусу древнее, чем предполагали (Копаевич, Улитина, 1977; Сытова, Улитина, 1983). По брахиоподам он был установлен Х.С. Розман (1986, 1988) как венлок–низы лудлова, причем слой 14 – как нижний венлок, слои 25, 29, 34в – как верхний венлок (номера слоев см. здесь на рис. 3б). Возраст чокусинских слоев О.Б. Бондаренко (1986–1988, 1991, 1999), определила по гелиолитоидеям как венлокский, а нижний лудлов считала дискуссионным.

Х.С. Розман и Ч. Минжин (1988), изучив геологический профиль всей горы Кызыл-Джар-Чокусу, подтвердили ее сложное блоковое строение, установленное Л.М. Улитиной и ее группой, но последовательность чокусинских слоев во многих случаях они интерпретировали иначе. Кроме того, Х.С. Розман и Ч. Минжин (1988) включили в состав чокусинских слоев также породы блоков IX и VIII, а не только отложения блоков А–Ж, принятые Л.М. Улитиной и ее группой за стратотип (рис. 3а, 3б). В таком объеме чокусинские слои Ч. Минжин отнес по табулятоидеям к венлоку, а Х.С. Розман по брахиоподам – к венлоку и нижнему лудлову. По литологическому составу и брахиоподам чокусинские слои были подразделены на три пачки с тремя соответствующими комплексами брахиопод. Кроме того, Х.С. Розман и Ч. Минжин впервые показали, что чокусинские слои, слагающие только часть горы, по надвику граничат с ойгуринскими слоями, образующими



**Рис. 3.** Геологическое строение горы Кызыл-Джар-Чокусу.

*а* – геологический профиль южной части горы по версии Л.Н. Большаковой и Л.М. Улитной (1985) с небольшими дополнениями О.Б. Бондаренко; *б* – геологический профиль южной части горы по версии Х.С. Розман и Ч. Минжина (1988); *в* – геологический профиль горы, составленный Ч. Минжином после 1988 г.

В кружках номера слоев с фауной: 1–12 – ойгурийские слои; 14–35, 4/2–4/12 – чокусинские слои; А–Ж, I–IX – символы тектонических блоков; 1 – известняки; 2 – известняки песчанистые и глинистые; 3 – алевролиты с прослоями аргиллитов и кварцитов; 4 – острые концы зубцов ориентированы в сторону подошвы слоя; 5 – алевролиты и аргиллиты; 6 – алевролиты и песчаники; 7 – ракушечники песчанистые; 8 – разломы; 9 – алевролиты и песчаники; 10 – известняки; 11 – известняки песчанистые; 12 – осыпь; 13 – местонахождения фауны.

другую часть горы (рис. 3б, 3в). Мощность отложений чокусинских слоев была указана равной 230 м (венлок – 190 м, лудлов – 40 м).

Так появились две основные версии о геологическом строении горы Кызыл-Джар-Чокусу и о возрасте отложений чокусинских слоев, слагающих ее южную часть.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ФАУНА ЧОКУСИНСКИХ СЛОЕВ ГОРЫ КЫЗЫЛ-ДЖАР-ЧОКУСУ

#### Геологическое строение

Юго-восточный склон и частично верхняя часть северо-западного склона горы Кызыл-Джар-Чокусу пологие и задернованные, большая часть северо-западного склона горы крутая и хорошо обнаженная. Чокусинские слои слагают почти половину горы. Они выступают в блоках, обычно в виде моноклинальных фрагментов различных структур (рис. 2б). Углы падения чокусинских слоев в блоках I–VIII от 40° до 85°–90°, преимущественно 55°–75°, азимуты падения в основном северо-восточные (5°–30°), реже юго-западные и северо-западные (190°–345°); в блоке IX углы падения 50°–90°, азимуты падения от северо-западных (350°) до северо-восточных (25°). Истинные взаимоотношения чокусинских слоев с подстилающими и перекрывающими отложениями не установлены.

Чокусинские слои представлены карбонатно-терригенной толщей переслаивающихся алевролитов, песчаников, кварцитов, аргиллитов и известняков от светло-серых и зеленовато-серых до буровато-серых, желто-бурых и вишневых с различным преобладанием перечисленных пород в разных частях разреза. Известняки обычно песчаные и глинистые, реже они представлены детритовыми или биогермными и массивно-слоистыми разностями. Терригенные породы иногда обогащены известковым материалом, кроме того, в них могут встречаться известковые конкреции, особенно в глинистых фациях. По простиранию все выше перечисленные породы нередко замещают друг друга. Оценка мощности чокусинских слоев затруднена в связи со сложным геологическим строением, но, вероятно, она около 500 м. Ниже дана краткая литологическая характеристика чокусинских слоев по тектоническим блокам. Корреляция блоков I–VII с блоками А–Ж и слоев 27–34 со слоями 4/2 – 4/12 показана на рис. 3 и 4.

Чокусинские слои блока IX состоят из двух пачек, карбонатной и терригенной, общей мощностью около 130 м. Карбонатную 30-метровую пачку (слои 14–21) слагают светло-серые известняки с подчиненными прослоями зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов; известняки массивно-сло-

Большакова, Улитина 1985			Розман, Минжин 1988			
Возраст (Улитина)	Блок	Слой	Слой	Блок	Возраст	
					Розман	Минжин
рг	Ж	4/12	27, 28	VII	ld <sub>1</sub>	w
рг	Д	4/11, 4/10в, г	28а	VI	?	
рг	В, Г	4/10а, б	29, 30	V	w <sub>2</sub>	
рг	Б	4/9	a --- б 31 в	IV	ld <sub>1</sub> ----- w <sub>2</sub>	
рг ..... ld	Ж	4/8	32, 33	III	w <sub>2</sub>	
		4/7				
		4/6				
		4/5	a б 34 в	II	ld <sub>1</sub> ----- w <sub>2</sub>	
		4/4 4/3 4/2				

Рис. 4. Предлагаемая корреляция тектонических блоков и слоев с фауной, выделенных Л.Н. Большаковой, Л.М. Улитиной (1985) и Х.С. Розман, Ч. Минжин (1988).

истые, иногда биогермные. Терригенная 100-метровая пачка (слои 22–26) состоит из зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов, различно переслаивающихся с песчаниками, песчанистыми и глинистыми известняками от зеленовато-серых до буровато-серых.

В блоке VIII (слой 25а) чокусинские слои мощностью около 50 м представлены известняками, песчаниками, алевролитами и аргиллитами от зеленовато-серых до буровато-серых сильно раскливажированных и неоднократно замещающих друг друга по простиранию.

В блоке VII (слои 27, 28) наблюдаются две пачки, карбонатно-терригенная и терригенная, общей мощностью около 100 м; цвет пород преимущественно от ржаво-бурого до вишневого, реже голубовато- и розовато-серый. Карбонатно-терригенная 30-метровая пачка (слой 27) представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, известковистых песчаников с подчиненными прослоями глинистых песчанистых и детритовых известняков; в песчаниках и алевролитах могут встречаться конкреции известняков. Терригенная 70-метровая пачка (слой 28) состоит из аргиллитов и алевролитов с прослоями песча-

ников и кварцитов. Местами наблюдаются ритмы флишоидного типа, позволяющие по иероглифам и градационной текстуре определить подошву и кровлю слоев.

В блоке VI (слой 28а) наблюдаются изолированные выходы пород, сходных с таковыми блока VII.

Блок V (слои 29, 30) сложен 100-метровой толщей пород, сходных с таковыми блока VII, но преобладают аргиллиты и алевролиты ржаво-бурого и вишневого цвета.

Блок IV (слой 31) представлен 120-метровой терригенной толщей переслаивающихся песчаников, кварцитов, песчаных ракушнякав, алевролитов, аргиллитов с прослоями известковых песчаников, песчаных и глинистых известняков от плитчатых до комковатых; цвет пород пестрый от зеленовато-серого до ржаво-коричневого и вишневого.

Блок III (слои 32, 33) сложен 100-метровой карбонатно-терригенной толщей песчаников и алевролитов с подчиненными слоями и прослоями кварцитов, аргиллитов, известковистых песчаников и песчаных известняков преимущественно серого цвета с различными оттенками зеленого, голубого и желтого и только среди пород слоя 32 наблюдается вишневая окраска.

Блок II (слой 34) представлен 80-метровой зеленовато-серой толщей переслаивающихся алевролитов и известковистых песчаников с подчиненными прослоями и пропластками аргиллитов, конкрециями и линзовидными прослоями, по-видимому, биогермных известняков.

Блок I (слой 35) содержит алевролиты и кварциты от серых до голубовато-серых. Фауна не обнаружена.

Во всех блоках, кроме I, найдены ископаемые беспозвоночные: в известковых породах преобладают кораллы, строматопораты и мшанки, в терригенных – брахиоподы, образующие местами ракушники. Послойное и более подробное описание пород чокусинских слоев привели Г.В. Копаевич и Л.М. Улитина (1977), а также Л.Н. Большакова и Л.М. Улитина (1983). Краткая характеристика дана Х.С. Розман и Ч. Минжином (1988).

Переслаивание терригенных, карбонатно-терригенных и карбонатных пород с преобладанием песчинок, их нередкое взаимное замещение по простирацию, присутствие разнообразных кораллов свидетельствуют о мелководности данного участка силурийского бассейна. Несмотря на пестрый набор отложений, взаимное замещение его составляющих по простирацию и противоречивые интерпретации возраста чокусинских слоев горы Кызыл-Джар-Чокусу, следующие положения можно считать доказанными (рис. 3, 4).

1. Гора имеет блоковое строение.

2. Блоки А–Ж на геологическом профиле, составленном Л.М. Улитиной и ее группой, в целом соответствуют блокам I–VIII геологического профиля, составленного Х.С. Розман и Ч. Минжином. Блок IX группа Л.М. Улитиной не изучала.

3. Тектонические блоки, Д и VI, В + Г и V, А и I–III совпадают по внешней форме, что позволяет считать их реально существующими. Интерпретация геологического возраста блоков и детали структуры у различных авторов отличаются.

Блоковое строение горы Кызыл-Джар-Чокусу и крутые углы падения пород мешают установить последовательность напластования пород однозначно. Моноклиналиное залегание пород не всегда является гарантией прямой последовательности пород, так как возможны случаи опрокинутого залегания. Интерпретации последовательности по разным группам беспозвоночных неоднозначны и противоречивы (рис. 4).

#### *Систематический состав и комплексы ископаемых*

В чокусинских слоях найдены строматопораты, кораллы, головоногие, мшанки, брахиоподы и криноидеи. Конодонты и граптолиты пока не обнаружены, а криноидеи не определены. Список табулятоидей приведен дважды: на рис. 5 – по сборам и определениям Ч. Минжина, а на рис. 6 – по сборам и определениям других исследователей. Список гелиолитоидей также дан дважды: на рис. 5 – по определениям О.Б. Бондаренко сборов Х.С. Розман и Ч. Минжина, а на рис. 6 – по определениям О.Б. Бондаренко собственных сборов. Ниже дан анализ систематического состава изученных ископаемых с точки зрения выделения комплексов и отношения их друг с другом (“древнее–моложе”) без ярусной индексации, о чем будет сказано ниже.

Анализ брахиопод и табулятоидей блока IX (рис. 5) показал, что здесь присутствуют два комплекса довольно близких между собой. По брахиоподам первый (нижний) комплекс был назван гипидулидным, второй – атрипидно-лептеновым (Х.С. Розман, Ч. Минжин, 1988). По табулятоидеям также выделяются два комплекса. В первом из них преобладают цепочечные (Halysites) и трубчатые (Syngorora) табулятоидеи при практическом отсутствии сотовых форм, если не считать Favosites jaaniensis Sokolov. Во втором комплексе продолжают существовать Halysites и Syngorora, но возрастает число и разнообразие сотовых табулятоидей (Mesofavosites, Favosties, Barrandeolites). Гелиолитоидеи в блоке IX обнаружены начиная со слоя 25, откуда определены Helenolites clarus Chekhovich и Helioplasmolites

Индекс тектонического блока на рис. 36		IX			VII	V	IV	III	II				
Систематический состав	Номера слоев с фауной	14	15	19 20	22 24	25	26	27	29	31	34		
					21 23					а б в	а б в		
Табулятоидеи	Комплексы по табулятоидеям												
	<i>Halysites senior</i> Klaamann	+	+	-	-	-	-	+	-	←+	→+	←+	→+
	<i>H. junior</i> Klaamann							⊙	-	←⊙	→⊙	←⊙	→⊙
	<i>Syringopora gorskyi</i> Tchernychev	+	+	+	-	-	+	-	-	-	+	←+	→+
	<i>S. khalagensis</i> Tchernychev	+	+	+	-	-	-	+	-	←+	→+	←+	→+
	<i>S. scabra</i> Sokolov	+	+	-	-	-	-	+	-	←+	→+		+
	<i>S. tchudinovae</i> Minzhin, sp. nov.	●	●	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	<i>S. novella</i> Klaamann	+	-	-	+	+	+	+	-	←+	→+	←+	→+
	<i>Palaeofavosites asper</i> Orbyigny							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	⊙
	<i>P. porosus</i> Sokolov							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	⊙
	<i>Mesofavosites obliquus</i> Sokolov							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	⊙
	<i>Favosites antiquus</i> Sokolov							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	⊙
	<i>F. squamulus</i>							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	⊙
	<i>F. lichenarioides</i> Sokolov							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	⊙
	<i>F. jaaniensis</i> Sokolov	●											
	<i>Tuvaelites hemisphaericus</i> Tchernychev							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	⊙
	<i>Barrandeolites bowerbanki</i> (M. Edw. et H.)							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	⊙
	Гелиолитоидеи	<i>Helenolites clarus</i> Chekhovich						⊙	-	←⊙	→⊙		
<i>Sytovaelites verae verae</i> Bondarenko									-	←⊙	→⊙		
<i>S. verae nimbus</i> Bondarenko									)				
<i>Helioplasmolites dzharensis</i> Bondarenko									←⊙				
Брахиоподы	<i>Gipidula eopelagica</i> Rozman	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚					
	<i>Pentamerus magianicus</i> Menak.	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚					
	<i>Pholidostrophia (Eopholidostrophia) ellipsaeformis</i> Rozman	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚					
	<i>Stegerhynchus angaciensis</i> Tchernychev	+	+	+	+	+	+	+				+	
	<i>St. ex. gr. borealis</i> Sepl.								)	)	)	)	
	<i>Tuvaella rackovskii</i> Tchernychev	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚					
	<i>T. gigantea</i> Tchernychev	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	)	)	)	)	
	<i>Tannuspirifer variabilis</i> Rozman	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	)	)	)	)	
	<i>Tn. pedaschenkoi</i> (Tchernychev)	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊚	⊙	⊙	⊙	⊙	
	<i>Isorthis markovskii sagsaensis</i> Rozman	+	+	+	+	+	+	+				+	
	<i>Is. mongoliensis</i> Rozman							)	-	-	-	)	
	<i>Is. plancoconvexa</i> Kulkov							)	-	-	-	)	
	<i>Is. ex. gr. Is. olivosa</i> Walmsl.							)	-	-	-	)	
	<i>Is. sp.</i>							)	-	-	-	)	
	<i>Atrypa orientalis grandis</i> Rozman							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	
	<i>At. jartasensis mongoliensis</i> Rozman							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	
	<i>Leptaena depressa</i> (Sowerby)							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	
	<i>Sulcatina cf. S. stricklandii</i> (Sowerby)							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	
	<i>Strophoprion euglypha</i> (Dalman)							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	
	<i>Leptostrophiella fillosa</i> (Sowerby)							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙	
<i>Plicostropheodonta asiatica</i> Kulkov							⊙	-	←⊙	→⊙	⊙		
Комплексы по брахиоподам		гипидулидный комплекс			атрипидно-лептеный комплекс			верхний ВК комплекс	СК	ВК	СК	ВК	СК
		нк			ск								

● 1 ⊙ 2 ) 3 ⊚ 4 ⊙ 5 + 6 ↔ 7 ⊚ 8

**Рис. 5.** Распределение табулятоидей, гелиолитоидей и брахиопод в отложениях чокусинских слоев тектонических блоков II–IX горы Кызыл-Джар-Чокусу. Список фауны составлен по данным Х.С. Розман (1986, 1988); Х.С. Розман, Ч. Минжина (1988); О.Б. Бондаренко (1986, 1991, 1992, 1999) и по новым материалам авторов данной статьи.

Комплексы фауны: нк – нижний; ск – средний, вк – верхний; виды, встреченные в комплексах: 1 – нижнем, 2 – среднем, 3 – верхнем, 4 – нижнем и среднем, 5 – среднем и верхнем, 6 – нижнем, среднем и верхнем, 7 – точно слой не указан, 8 – многочисленные экземпляры. Разделение на три комплекса приведено по Х.С. Розман и Ч. Минжину (1988).

*dzharensis* Bondarenko. Таким образом, обновление систематического состава в блоке IX, по существу, начинается со слоя 25, а не с 21, вот почему в данной статье граница между двумя комплексами проведена выше, чем в статье Х.С. Розман и Ч. Минжина (1988).

Табулятоидеи чокусинских слоев блоков II, IV и слоя 27 блока VII (рис. 5) представлены одним комплексом видов, принадлежащих характерной триаде отрядов: Halysitida (Halysites), Syringoporida (Syringopora) и Favositida (Palaeofavosites, Mesofavosites, Favosites, Tuvaelites, Barandeolites). Список табулятоидей чокусинских слоев, приведенный И.И. Чудиновой (1986) и Л.Н. Большаковой, Л.М. Улитиной (1985), содержит ту же триаду отрядов, но только отряд Syringoporida представлен общим родом Syringopora (блоки А, Б), но виды указаны другие (рис. 6); из отряда Halysitida определен род *Catenipora* (блок А), а не Halysites; отряд Favositida (конкретные блоки не указаны) представлен родами *Thecostegites* и *Atmalites*, присутствие которых в наших коллекциях не обнаружено. С учетом вышесказанного, по табулятоидеям выделяются три комплекса, тесно связанных друг с другом: первый (слои 15–24 блока IX), второй (слой 25 блока IX) и третий (слой 27 блока VII, слой 31 блока IV, слой 34 блока II). Первые два комплекса табулятоидей охарактеризованы выше. Третий комплекс отличается от предыдущих присутствием родов *Palaeofavosites* (2 вида) и *Tuvaelites* (1 вид), а также видовым составом родов *Halysites* и *Favosites*.

Гелиолитоидеи чокусинских слоев блоков А–Г представлены двумя очень близкими комплексами, содержащими шесть общих видов из восьми и отличающимися между собой, прежде всего, присутствием рода *Sytovaelites* в одном из них. С учетом блока IX в чокусинских слоях горы Кызыл-Джар-Чокусу можно выделить четыре комплекса гелиолитоидей: первый (слой 25 блока IX), второй (слои 4/2–4/5 блока А), третий (слой 27 блока VII, слой 31 блока IV, слой 4/6–4/9 блока А, Б) и четвертый (слои 4/10а, 10б блоков В, Г). Для первого комплекса характерен *Helioplasmolites dzharensis* Bondarenko (Бондаренко, в печати), для второго – существование многих родов, но без родов *Helioplasmolites* и *Sytovaelites*, для третьего – появление рода *Sytovaelites*, для четвертого – присутствие *Diplopora vaga* Bondarenko (О.Б. Бондаренко, 1986, 1987). Первые три комплекса последовательно сменяют друг друга снизу вверх от первого к третьему. Стратиграфический уровень четвертого комплекса, содержащего, кроме общих видов со вторым и третьим комплексами, довольно древний вид *Diplopora vaga* Bondarenko (средний лландовери–венлок), неясен. Породы с *Diplopora vaga* Bondarenko

(слой 4/10) обнажаются в виде небольших известковых биогермов, сильно разрушенных с образованием ниш и мелких пещерок, которые являются хорошими маркерами при поисках фауны в полевых условиях.

Ругозы блока IX не описаны. Ругозы из отложений блоков А–Ж подразделены Л.М. Улитиной на три комплекса (Кобаевич, Улитина, 1977; Сытова, Улитина, 1983; Большакова, Л.М. Улитина, 1985). Только в первом комплексе (рис. 6: слои 4/2–4/5 блока А) найдены *Empedophyllum vulgare* (Sytova), *Kodonophyllum forte* Ulitina, *Pseudamplexus quadripartitus* Soshkina, *Novactis* sp., остальные виды встречаются и в других комплексах. Во втором комплексе (слои 4/6–4/8 блока А) появляются виды *Chonophyllum cumulatum* Ulitina, *Ketophyllum intermedium* (Tchernychev), *Phaulactis dissimilis* Sytova, *Briantelasma kisylense* Ulitina, *Calostylis* sp., неизвестные в первом комплексе. Ко второму комплексу Л.М. Улитина также отнесла ругоз блока Б (слой 4/9), содержащего, кроме *Coronopora idonea* Ulitina, общие виды с первым, вторым и третьим комплексами. Однако стратиграфический уровень ругоз слоя 4/9 ее интерпретирован как более высокий, чем уровень слоев 4/6–4/8. Третий комплекс ругоз (блоки В–Ж), Л.М. Улитина рассматривает как самый молодой. В нем, наряду с видами, встреченными в первом и во втором комплексах, присутствуют *Cystiphyllum omphymiforme* Grabau и *Rhabdocyclus* sp.

Анализ состава мшанок приводит к тем же выводам, что и по ругозам (рис. 6).

Среди брахиопод Х.С. Розман из отложенных блоков II и IV выделила два комплекса (рис. 5). Один из них, как и в блоке IX, является атрипидно-лептеновым (слой 34в блока II, слой 29 блока V), а другой назван верхним (слои 34а, б блока II, слои 31а, б блока IV и слой 27 блока VII).

Таким образом, анализ ископаемых беспозвоночных чокусинских слоев горы Кызыл-Джар-Чокусу с точки зрения числа комплексов и их соотношения между собой (древнее–моложе) приводит к следующим заключениям:

- в отложениях блока IX по табулятоидеям и брахиоподам выделяются два последовательно сменяющих друг друга комплекса. Первый, более древний комплекс, содержит 13 видов, второй 17 видов, из них 9 являются общими;

- в отложениях блоков II–III и А–Ж по табулятоидеям выделяется один комплекс, по гелиолитоидеям – два комплекса, по ругозам и мшанкам – три, по брахиоподам – два. Часть комплексов, вероятно, являются “ровесниками”, их отличия, скорее всего, связаны с условиями обитания;

- повторяемость комплексов в породах блоков II–VIII и А–Ж предполагает две интерпретации.

Индекс тектонического блока на рис. За		А						Б	В	Г	Д	Ж	
Подразделения (Большакова, Улитина, 1985)		4/2, 21/2	4/4, 21/4	4/5, 21/5	4/6, 21/6	4/7, 21/7	4/8, 21/8	4/9	4/10a	4/106	4/11	4/12	
Систематический состав 3, 6, 30... – число экземпляров		Н			С			В					
Табулятоидей	<i>Catenipora</i> sp.	●											
	<i>Syringopora kolimaensis</i> Rukhin		■	●									
	<i>S. fascicularis</i> Linnaeus		■					■					
	<i>S. ferganensis</i> Fomichev		■										
	<i>Armalites montanus</i> Tchudinova											~	
	<i>Thecostegites isfarensis</i> Chekhovich											~	
Гелиолитоидей	<i>Sytovaelites verae verae</i> Bondarenko	3			▽	▽		▲					
	<i>S. verae nimbus</i> Bondarenko	6											
	<i>Helenolites clarus</i> Chekhovich	30	+	-	+	+	+	-	+	+	+		
	<i>Farabites imitabilis</i> Bondarenko	24			+	+	+	+		+	+		
	<i>Paraheliolites</i> sp.	5	■		■	■	■		■				
	<i>Stelliporella kisilensis</i> Bondarenko	8	●		●								
	<i>St. ilensis</i> Bondarenko	9				✕	✕		✕	✕	✕		
	<i>Pseudoplasmopora</i> sp.	2			■								
	<i>Heliolitidae</i> gen. indet.	2											
	<i>Diploepora vaga</i> Bondarenko	15					▽			▲	▲		
	Ругозы	<i>Empedophyllum vulgare</i> (Sytova)	2	●	-	●							
		<i>Kodonophyllum forte</i> Ulitina	11	●	●	●							
<i>Pseudamplexus quadripartitus</i> Soshkina		3	●	●	●								
<i>Pholidophyllum loveni loveni</i> (M.-Edw. et H.)		6	■	■	■	■	■						
<i>Ph. loveni longiseptatum</i> Sytova		2			■				■				
<i>Kionelasma lanciforme</i> Ulitina		4			■		■		■				
<i>Chonophyllum cumulatum</i> Ulitina		7				✕	✕		✕	✕	✕		
<i>Ketophyllum intermedium</i> (Tchernychev)		1						▽					
<i>Coronoruga idonea</i> Ulitina		1							▽				
<i>Phaulactis dissimilis</i> Sytova		11				✕	✕	✕		✕	✕	✕	
<i>Cystiphyllum omphymiforme</i> Grabau		2								▲	▲		
<i>Rhabdocyclus</i> sp.		1										▲	
<i>Novactis</i> sp.					●								
<i>Briantelasma kisylense</i> Ulitina		3					▽						
<i>B. cincinnatum</i> Ulitina		10	+	-	+	+	+		-	+	+	+	
<i>Entelophyllum clarus</i> (Sytova)		15	+	-	-	+	+	+		+	+	+	
<i>Tryplasma aequabile</i> (Lonsdale)		5	+							+	+	+	
<i>Pilophyllum</i> sp.						▽			·				
<i>Calostylis</i> sp.					▽						+		
Мшанки	<i>Spatiopora tuberosa</i> Kopajevich	●											
	<i>Ceratopora megapora</i> Kopajevich			●									
	<i>Heterotrypa cf. incrustans</i> Pushkin			●									
	<i>Ataktotoechus siluricus</i> Astrova			●									
	<i>A. amplus</i> Kopajevich	■						■					
	<i>Lioclema emarginatum</i> Kopajevich			●									
	<i>L. gloria</i> Astrova			■			■						
	<i>L. implicatum</i> Kopajevich											~	
	<i>L. subramosus</i> Ulr. et Bassler						▽						
	<i>L. amplexum</i> Kopajevich								▲	▲			
	<i>Constellaria serotina</i> Kopajevich						▽						
	<i>Stigmatella plastica</i> Kopajevich			■			■						
	<i>S. crenullata</i> Ulr. et Bassler											~	
	<i>Cyphotrypa corrugatiformis</i> Kopajevich			■			■						
	<i>Monotrypa maximaeformis</i> Kopajevich	■				■							
	<i>M. incostans</i> Kopajevich								▲	▲			
	<i>Hallopora elegantuliformis</i> Modz.		■	■	■	■							
	<i>Leptotrypa rara</i> Kopajevich												
	<i>Favositella ordinata</i> Kopajevich								▲	▲	▲		
	<i>F. jucunda</i> Kopajevich		+	-	-	+	-	-	+	+	+		
	<i>Fistulipora paucicellata</i> Kopajevich							✕		✕	✕		
<i>F. crustuliformis</i> Astrova			+	+	+				+	+			
<i>F. tuberculosiformis</i> Kopajevich											~		
<i>F. catena</i> Kopajevich	+	+	+	+	-	+			+	+			

- 1
- ▽ 2
- ▲ 3
- 4
- ✕ 5
- + 6
- ~ 7

Рис. 6. Распределение табулятоидей, гелиолитоидей, ругоз и мшанок в отложениях чокусинских слоев тектонических блоков А–Ж горы Кызыл-Джар-Чокусу. Список фауны составлен по данным В.А. Сытовой, Л.М. Улитиной (1983); Г.В. Копаевич (1984); Л.Н. Большаковой, Л.М. Улитиной (1985); О.Б. Бондаренко (1986–1988, 1991, 1992, 1999) и новым материалам О.Б. Бондаренко.

Части чокусинских слоев: н – нижняя, с – средняя, в – верхняя; виды, встреченные в частях: 1 – нижней, 2 – средней, 3 – верхней, 4 – нижней и средней, 5 – средней и верхней, 6 – нижней, средней и верхней, 7 – точно слой не указан. Разделение чокусинских слоев на три части приведено по Г.В. Копаевич, Л.М. Улитиной (1977) и Л.Н. Большаковой, Л.М. Улитиной (1985); 3, 6, 30, 24... – число экземпляров.

Первая – эти отложения являются разновозрастными. Вторая интерпретация – повторяемость комплексов вызвана рекурренцией, когда одинаковая фауна несколько раз появляется в разрезе на различных стратиграфических уровнях в связи с повторением тех же условий обитания.

#### Выводы о возрасте чокусинских слоев

Оценка возраста отложений чокусинских слоев по разным группам ископаемых весьма противоречива (см. рис. 1, 4). Это связано с тремя основными причинами: 1 – малое число видов, общих с таковыми в стратотипах и стратотипической местности силурийских ярусов общей стратиграфической шкалы; 2 – большое число видов, установленных пока только в Монголии; 3 – корреляция проводится с региональными шкалами, чья надежность ярусной индексации не всегда достаточна. Тем не менее, следует прежде всего учитывать виды, общие с Англией, являющейся стратотипической местностью почти всех ярусов силура (кроме пржидола). Для корреляции имеет значение, кроме Англии, и Швеция (остров Готланд), входившая в силуре вместе с Англией в состав единой Европейской палеозоогеографической провинции, куда также относятся Эстония и Подольское Приднестровье. Силурийские виды Европейской провинции встречаются и в Монголии, входившей в Центрально-Азиатскую провинцию.

Табулятоидеи (рис. 5, 6). Первые списки табулятоидей для чокусинских слоев появились в восьмидесятые годы (Большакова, Улитина, 1985; Чудинова, 1986; Розман, Минжин, 1988).

Монографическое изучение табулятоидей позволило Ч. Минжину установить в чокусинских слоях шестнадцать видов. Сравнение списков, приведенных на рис. 5 (шестнадцать видов) и 4 (шесть видов) показывает, что род *Syngorora* указан в обоих списках, но виды разные. Для рода *Syngorora* указано 8 видов (1 новый). За пределами Монголии возраст этих видов интерпретирован следующим образом (Чудинова, 1986): – *S. kolimaensis* Rukhin, верхний силур–нижний девон Северо-Востока России; – *S. fascicularis* Linnaeus, венлок–лудлов Англии, Кузнецкого бассейна, островов Новой Земли, Северной Земли, лудлов (локпорт) Северной Америки и Средней Азии, лудлов–пржидол Подольского Приднестровья; – *S. ferganensis* Fomichev, верхний силур Средней Азии: Фергана, р. Исфара, выше кишлака Матча; – *S. gorskyi* Tchernychev, венлок Северо-Востока России, бассейны р. Колымы, р. Ясачная (сандуганский горизонт), пржидол Подольского Приднестровья, верхний силур Новой Земли и Средней Азии; – *S. khalagensis* Tchernychev, верхний лландовериненлок Сетте-Дабана, верхний силур островов Новой Земли и Вайгач; – *S. scabra* Sokolov, венлок

Сибирской платформы, лудлов Большеземельской тундры; – *S. novella* Klaamann, лландовериненлок острова Готланд (слои Слите), Эстонии (горизонт яани), Подольского Приднестровья (низы китайгородского горизонта), венлок–лудлов Тувы, венлок Северо-Востока России (аникийский и сандуганский горизонты).

Для чокусинских слоев, кроме *Syngorora* в литературе указано еще два рода из отряда сирингопорид: “По всему разрезу прослеживаются... *Thecostegites isfarensis* Chekhovich, *Armalites montanus* Tchudinova” (Большакова, Улитина, 1985, с. 33). В сборах Ч. Минжина эти роды и виды не обнаружены. Род *Thecostegites* характерен для среднего–позднего девона; лудловские находки указаны для Большеземельской тундры и Средней Азии. Вид *T. isfarensis* Chekhovich был обнаружен в исфаринских слоях верхней части лудловского яруса Южной Ферганы. Род *Armalites* (верхний силур–средний девон, эйфель) представлен видом *A. montanus* Tchudinova, установленным в Туве (гора Элегест) в породах, возраст которых был определен как лудловский. Таким образом, состав отряда сирингопорид, по И.И. Чудиновой, указывает на верхнесилурийский возраст чокусинских слоев. Состав сирингопорид, определенных Ч. Минжином, свидетельствует о венлокском возрасте чокусинских слоев.

Присутствие хализитид рода *Catenipora*, указанного в списках ископаемых Л.Н. Большаковой и Л.М. Улитиной (1985), не подтверждается. Из хализитид в чокусинских слоях определены два вида рода *Halysites*. *H. senior* Klaamann, встречается в венлоке острова Готланд и Эстонии (верхняя часть горизонта яани); *H. junior* Klaamann известен из венлока острова Готланд, Эстонии, и Северо-Востока России.

Фавозитиды представлены пятью родами и девятью видами. *Palaeofavosites asper* Orbigny был установлен в венлоке Англии. Он также встречен в венлоке острова Готланд, Эстонии и Польши; *Palaeofavosites porosus* Sokolov встречен в лландовери Средней Азии (Зеравшанский хр.), Тувы, Северо-Востока России, а также в венлоке Эстонии (горизонт яани) и Казахстана (хр. Тарбагатай). *Mesofavosites obliquus* Sokolov был установлен в лландовери Эстонии (нижняя часть горизонта адавере), Таймыра, Сибирской платформы, Восточного Казахстана, Горного Алтая; в венлоке Эстонии, Подольского Приднестровья; в нижнем силуре хр. Сетте-Дабан и Северо-Востока России. *Favosites antiquus* Sokolov встречается в лландовери Эстонии; *Favosites lichenarioides* Sokolov описан из венлока Эстонии (горизонт яани); *Favosites jaaniensis* Sokolov известен из лландовери (?)–венлока Подольского Приднестровья, венлока Эстонии, лудлова Казахстана. *Tuvaelites*



*hemisphaericus* (Tchernyshev) встречается в лудлове Тувы (даштыгойские слои), Подольского Приднестровья (малиновецкий горизонт), в аналогах венлока на Сибирской платформе и на о-ве Вайгач (гребенский горизонт). *Barrandeolites bowerbanki* (M. Edw. et H.) указан из венлока Англии (Дадли) и Чехии (копанинские слои).

Таким образом, табулятоидеи чокусинских слоев в целом являются венлокскими, что хорошо подтверждается большим числом общих видов (одиннадцать из шестнадцати) с венлоком Европейской провинции, где находится и стратотип этого яруса.

В Монголии табулятоидеи чокусинских слоев имеют много общего с барунуртскими слоями венлока Восточной Монголии. Табулятоидеи первого комплекса чокусинских слоев Ч. Минжин считает нижневенлокскими, а второго и третьего комплексов – верхневенлокскими.

**Гелиолитоидеи.** Первое определение гелиолитоидеи горы Кызыл-Джар-Чокусу было дано Т.Т. Шарковой: *Helioplasma* sp. (Дергунов и др., 1980). С 1986 г. появились первые монографические описания гелиолитоидеи (Бондаренко, 1986, 1987, 1988, 1991, 1992, 1999). В настоящее время из чокусинских слоев определено девять видов гелиолитоидеи, принадлежащих восьми родам (рис. 5, 6). Из восьми родов – четыре рода являются космополитами (*Stelliporella*, *Diploepora*, *Paraheliolites*, *Pseudoplasmapora*), четыре рода установлены сравнительно недавно, поэтому их временное и пространственное распределение полностью еще не выявлено (*Helioplasma* Chekhovich, 1955; *Helenolites* Chekhovich, 1977; *Sytovaelites* Bondarenko, 1986; *Farabites* Ospanova, 1989). Учитывая все это, определение геологического возраста гелиолитоидеи чокусинских слоев проходило в четырех направлениях. Во-первых, при корреляции, прежде всего, учтены те гелиолитоидеи, которые встречаются в стратотипической местности. Во-вторых, были изучены астогенез, филогенез и изменчивость, позволившие выделить филогенетические стадии (филозоны). В-третьих, корреляция осуществлена по филогенетическим стадиям. В-четвертых, проанализирована убедительность датировок отложений тех регионов, где стратиграфические схемы стали разрабатывать недавно (Алтай, Тува, Северо-Восток, Китай).

Среди космополитов наиболее примечательными являются роды *Diploepora* и *Stelliporella* (Бондаренко, 1987, 1991, 1992; Hill, 1981). Наиболее древние находки *Diploepora* обнаружены в верхнем ордовике (ашгилл) Норвегии и в лландовери Тувы и Алтая. Расцвет рода приурочен к венлоку, где он является одним из основных рифостроителей, особенно в Европейской провинции (Англия, Шотландия, Швеция, Эстония). В те-

чение раннего лудлова род *Diploepora* вымирает. В Центрально-Азиатской провинции род *Diploepora* в ордовике неизвестен, в силуре он представлен видом *D. vaga* Bondarenko. Этот вид встречен в верхнеалашских и вышележащих слоях верхнечергакского подгоризонта Западной Тувы (средний лландовери–венлок–нижний лудлов), в яровском горизонте Горного Алтая (верхний лландовери), в барунуртских слоях Восточной Монголии (венлок). В чокусинских слоях Кызыл-Джар-Чокусу *D. vaga* встречена в биогермных известняках слоев 4/10a, 10b, блоков В, Г. Эволюционный уровень колонии соответствует венлокской филогенетической стадии развития данного вида. Следует отметить, что в Горном Алтае *D. vaga* встречена в стратотипическом разрезе яровского горизонта, верхнелландоверийский возраст которого первоначально был определен по брахиоподам (Кульков, 1967), а затем подтвержден по граптолитам (Сенников, 1976) и конодонтам (Ворожбитов, 1996). По комплексам конодонт “по-видимому, в разрезе присутствует верхняя часть зоны *cellopi...* и низы зоны *amorphognathoides*” (А.М. Ворожбитов, 1996, с. 103). Эволюционный уровень строения колоний гелиолитоидеи *D. vaga* яровского горизонта Горного Алтая соответствует более ранней стадии развития этого вида по сравнению с его представителями из чокусинских слоев Монголии (Бондаренко, 1987), что еще раз подтверждает более молодой возраст последних. Кроме того, состав брахиопод, встреченных вместе с *D. vaga* в стратотипе яровского горизонта горы Россыпная (*Pentamerus*, *Pentameroides*) и стратотипе чокусинских слоев блоков В, Г (*Atrypa*, *Sulcatina*) отличаются между собой.

Наиболее древние виды рода *Stelliporella* указаны из верхнего ордовика (средний ашгилл), наиболее молодые из лудлова и ? прждиола. Расцвет приурочен к венлоку: это – верхние рифогенные известняки Дадли Англии, литенская формация Баррандиена Чехии, марьяновский подгоризонт китайгородского горизонта Подольского Приднестровья; слои “с” о-ва Готланд. В течение лудлова род вымирает. Указание на находки его в прждиоле требует доказательств. В чокусинских слоях Кызыл-Джар-Чокусу установлено два вида (Бондаренко, 1991): *St. kisilensis* Bondarenko и *St. ilensis* Bondarenko, второй из них встречен также в барунуртских слоях Восточной Монголии (венлок) и в силуре Тувы (ярус неизвестен). Вид *St. kisilensis* входит в состав второго комплекса гелиолитоидеи, а *St. ilensis* встречается во втором и третьем комплексах.

Род *Helenolites* был установлен В.Д. Чехович (1977) в нижней части пичишуйских слоев Тувы. Известно четыре вида этого рода. Первой стадии филогенеза соответствуют три вида: *H. clarus* Chekhovich с его младшим синонимом *H. mutabilis*

Chekhovich, *H. foroensis* (Lindström), *H. wentzeli* (Galle), второй стадии филогенеза отвечает вид *H. tuvellus* Chekhovich. Наиболее убедительно доказан возраст *H. wentzeli* (Galle) и *H. foroensis* (Lindström): первый вид встречен в верхней части литенской формации Баррандиена Чехии (венлок), второй вид описан из слоев Слите и Клинтеберг о-вов Готланд и Фаро Швеции (средний венлок–нижний лудлов). Вид *H. clarus* Chekhovich имеет тот же эволюционный уровень развития, что *H. wentzeli* (Galle) и *H. foroensis* (Lindström), поэтому его интервал существования интерпретирован как венлок–ранний лудлов. Вид *H. clarus* Chekhovich встречен в барунуртских слоях Восточной Монголии (венлок), в нижней части пичишуйских слоев Тувы (нижний лудлов). *H. clarus* в чокусинских слоях обнаружен во всех четырех комплексах: в первом комплексе вместе с *Helioplasmolites*, во втором и третьем – с *Stelliporella*, в четвертом – совместно с *Diplopora*. Такое сочетание родов характерно и для Европейской провинции, особенно для венлока Англии, Швеции и Чехии. В этом ряду сочетание *Helenolites* плюс *Helioplasmolites* является более древним, чем *Helenolites* плюс *Stelliporella* и *Diplopora*. В нижней части пичишуйских слоев Тувы, откуда был впервые описан *H. clarus* Chekhovich, роды *Diplopora* и *Stelliporella* отсутствуют, что указывает на более высокий стратиграфический уровень находок *H. clarus* Chekhovich в Туве по сравнению с чокусинскими и барунуртскими слоями в Монголии. Нижняя часть пичишуйских слоев, скорее всего, соответствует нижнему лудлову, а может быть, частично и концу венлока.

В целом гелиолитоидеи чокусинских слоев Кызыл-Джар-Чокусу являются венлокскими, но возможно, что первый комплекс еще соответствует верхнему лландовери. В Монголии гелиолитоидеи чокусинских слоев наибольшее сходство обнаруживают с таковыми барунуртских слоев венлока Восточной Монголии.

**Ругозы.** Л.М. Улитина (Копаевич, Улитина, 1977; Сытова, Улитина, 1983; Большакова, Улитина, 1985) считает, что ругозы чокусинских слоев блоков А–Ж являются лудлов–пржидольскими. Следует отметить, что ругозы чокусинских слоев при сопоставлении с Европейской провинцией, особенно с Англией и Швецией (о. Готланд), обнаруживают много сходства с ругозами позднего лландовери, венлока и начала лудлова, но особенно венлока. При корреляции с Тувой картина меняется. Среди ругоз чокусинских слоев присутствуют формы, общие с пичишуйскими слоями Тувы, возраст которых одни оценивают как пржидол, другие как лудлов.

**Мшанки.** Набор мшанок чокусинских слоев еще более противоречив, чем ругоз (Копаевич, Улитина, 1977; Копаевич, 1984). Из двадцати четырех видов семнадцать описаны как новые, один определен в открытой номенклатуре, один вид

известен из верхнего ордовика, два из верхнего силура, один из верхнего силура–нижнего девона, два из нижнего девона. Первоначально Копаевич (1977) считала комплекс мшанок чокусинских слоев пржидол–? жединским, затем (1984) – пржидольским.

**Брахиоподы.** По брахиоподам возраст чокусинских слоев принят Х.С. Розман (1986, 1988) как венлок–нижнелудловский, где нижний (гипидулидный) комплекс отнесен к нижнему венлоку, средний (атрипидно-лептеновый) – к верхнему венлоку, а верхний комплекс – к нижнему лудлову. Х.С. Розман отметила, что нижний комплекс содержит элементы позднелландоверийские, а верхний – близок к таковому пичишуйских слоев (Кульков и др., 1985). Следует отметить, что в Южной Монголии верхнелландоверийские–? нижневенлокские брахиоподы встречены вместе с кондонтами зон *celloni* и *amorphognathoides* (Ворожбитов, 1997). По составу они отличаются от брахиопод чокусинских слоев Северо-Западной Монголии: из двадцати родов общими являются четыре – *Isorthis*, *Leptaena*, *Stegerhynchus*, *Tannuaspirifer*, из тридцати восьми видов три – *Stegerhynchus angačiensis* Tchernychev, *St. ex gr.*, cf. *St. borealis* Sepl., *Tannuaspirifer pedaschenkoi* (Tchernychev).

## ВЫВОДЫ

1. Комплексы ископаемых чокусинских слоев тесно связаны друг с другом большим числом общих видов. Эта общность указывает на небольшой интервал времени, сходные условия обитания (шельф) и на отсутствие значительных перерывов в осадконакоплении. Разница в составе комплексов ископаемых свидетельствует как о последовательном процессе изменения фауны и осадконакопления в истории развития данного участка бассейна, так и на смену фауны и фаций по простиранию в зоне шельфа.

2. Табулятоидеи, гелиолитоидеи, ругозы и брахиоподы при сопоставлении с Европейской провинцией обнаруживают большое сходство с таковыми верхнего лландовери–венлока–нижнего лудлова, но, особенно, с венлоком. При корреляции с Тувой обнаруживаются общие виды с пичишуйскими слоями, возраст которых интерпретирован по брахиоподам, строматопоратам, кораллам, мшанкам и ихтиофауне как лудлов–низы пржидола.

3. По совокупности родов и стадиям эволюционного развития гелиолитоидей пичишуйские слои Тувы находятся выше чокусинских слоев горы Кызыл-Джар-Чокусу.

4. Чокусинские слои по гелиолитоидеям имеют наибольшее сходство с барунуртскими слоями Восточной Монголии, отнесенными по разным группам беспозвоночных к венлоку.

5. Возраст чокусинских слоев авторы статьи считают венлокским, но не исключают наличия в

Бондаренко			Минжин				Улитина, 1983, 1985 (ругозы)	Копаяевич, 1984 (мшанки)	Розман, 1986, 1988 (брахиоподы)												
(в данной статье)																					
Гелиолитоидей			Табулятоидей																		
Блок	Слой	Комплекс	Возраст			Слой	Блок	Комплекс	Возраст												
			α	β	γ																
Б	4/9	третий	w <sub>2</sub>	w <sub>2</sub>	ld <sub>1</sub> ?	a	IV	третий	w <sub>2</sub>	pr	pr	ld <sub>1</sub>									
	4/8					б							в								
						31															
	А	4/7	второй	w <sub>1</sub>	w <sub>1</sub>	w <sub>2</sub>	32, 33	III	третий	w <sub>2</sub>	pr	pr	w <sub>2</sub>								
		4/6					а							б	в						
		4/5														34	II	третий	w <sub>2</sub>	ld	pr
4/4																					
4/3																					
4/2	первый	ln <sub>3</sub> ?	w <sub>1</sub>	w <sub>1</sub>	26	25	IX	первый	w <sub>2</sub>			w <sub>2</sub>									
26													24	15	14						
25																					

Рис. 7. Корреляция тектонических блоков, слоев с фауной и интерпретация возраста чокусинских слоев по разным группам беспозвоночных.

нижней части верхнего лландовери, а в верхней – нижнего лудлова (рис. 7).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большакова Л.Н., Улитина Л.М. Строматопораты и биостратиграфия нижнего палеозоя Монголии. М.: Наука, 1985. 94 с.
- Бондаренко О.Б. Новое семейство и род гелиолитоидей из силура Монголии // Палеонтол. журн. 1986. № 4. С. 21–26.
- Бондаренко О.Б. Новые данные о роде *Diploeroga* (кораллы – гелиолитоидей силура) // Палеонтол. журн. 1987. № 4. С. 16–23.
- Бондаренко О.Б. Морфогенез силурийских гелиолитоидей рода *Helenolites* и обоснование возраста вмещающих отложений // Вестн. МГУ. Геология. 1988. № 2. С. 39–47.
- Бондаренко О.Б. Новые виды *Stelliporella* Монголии // Палеонтол. журн. 1991. № 4. С. 20–27.
- Бондаренко О.Б. Система гелиолитоидей. М.: НИИЭЦР, 1992. 205 с.
- Бондаренко О.Б. *Farabites imitabilis* – новый гелиолитоидный коралл из силура Монголии // Палеонтол. журн. 1999. № 6. С. 3–8.
- Бондаренко О.Б. Ревизия рода *Helioplasmolites* (гелиолитоидей) и его первые находки в силуре Монголии // Палеонтол. журн. (в печати).
- Ворожбитов А.М. Конодонты яровского горизонта (нижний силур) Горного Алтая // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 101–105.
- Ворожбитов А.М. Первые находки конодонтов в силуре и нижнем девоне Южной Монголии и их биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 4. С. 95–100.
- Геологическая карта Монгольского Алтая. 1 : 500 000. Составители А.Б. Дергунов, Б. Лувсанданзан, С.П. Гаврилова, Е.В. Девяткин. М.: ГУГК, 1978.
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б., Павленко В.С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 196 с.
- Копаяевич Г.В. Атлас мшанок Монголии. М.: Наука, 1984. 164 с.
- Копаяевич Г.В., Улитина Л.М. Новые данные о ругозах и мшанках в верхнем силуре горы Кызыл-Джар-Чокусу (Северо-Западная Монголия) // Беспозвоночные палеозоя Монголии. М.: Наука, 1977. С. 49–62.
- Кульков Н.П. Брахиоподы и стратиграфия силура Горного Алтая. М.: Наука, 1967. 140 с.
- Кульков Н.П., Владимирская Е.В., Рыбкина Н.Л. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего ордовика и силура Тувы. М.: Наука, 1985. 208 с.
- Оспанова Н.К. *Ducdoniidae* – новое семейство гелиолитоидей из нижнего силура Таджикистана // Новые виды фанерозойской фауны и флоры Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1989. С. 62–70.
- Розман Х.С. Раннесилурийские брахиоподы *Tuvaella* Монголии // Палеонтол. журн. 1986. № 2. С. 29–38.
- Розман Х.С. Новые брахиоподы силура Монголии // Новые ископаемые беспозвоночные Монголии. М.: Наука, 1988. С. 17–25.
- Розман Х.С., Минжин Ч. Силур Северо-Западной части Монгольского Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 12. С. 51–58.
- Сенников Н.В. Граптолиты и стратиграфия нижнего силура Горного Алтая. М.: Наука, 1976. 274 с.
- Сытова В.А., Улитина Л.М. Раннепалеозойские ругозы Монголии и Тувы. М.: Наука, 1983. 167 с.
- Чехович В.Д. Новые виды позднеордовикских и позднесилурийских гелиолитоидей Тувы // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. М.: Наука, 1977. Вып. 4. С. 19–24.
- Чудинова И.И. Состав, система и филогения ископаемых кораллов. Отряд *Syringoporida*. М.: Наука, 1986. 198 с.
- Улитина Л.М. К ревизии силурийского рода ругоз *Eptelophyllum* Wedekind // Фауна и экосистемы геологического прошлого. М.: Наука, 1993. С. 47–61.
- Филлипова И.Б., Лувсанданзан Б. Силурийская система. Северо-Западная Монголия // Геология Монгольской Народной Республики. Стратиграфия / Ред. Филлипова И.Б. М.: Недра, 1973. Т. 1. 584 с.
- Hill D. Coelenterata, Rugosa and Tabulata // Treatise on Invertebrate Paleontology. Part F. Supplement. V. 1, 2. Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas. Univ. Kansas and Geol. Soc. America. Inc., 1981. F762 p.

Рецензенты Л.М. Улитина, А.С. Алексеев

УДК 551.733.31.734.2(470.501)

## ОПОРНЫЙ РАЗРЕЗ ПОГРАНИЧНЫХ СИЛУРИЙСКО-НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СЕВЕРНОГО УРАЛА

© 2000 г. **М. В. Шурыгина**, Г. Г. Зенкова, В. С. Милицина

ОАО "Уральская геолого-съемочная экспедиция",  
620014 Екатеринбург, ул. Вайнера, 55, Россия

Поступила в редакцию 30.06.98 г.

Приводится описание карбонатных и вулканогенно-осадочных отложений верхней части пржидольского и лохковского ярусов на территории от ст. Бокситы на юге до р. Сосьвы на севере (восточный склон Северного Урала в окрестностях г. Североуральска). Рассматриваются объем, границы, распространение, литологическая и фаунистическая характеристика североуральского, сарайнинского и саумского горизонтов, проведена корреляция карбонатных и вулканогенно-осадочных образований, краткая история формирования толщ.

**Ключевые слова.** Пржидолий, нижний девон, североуральский, сарайнинский, саумский горизонты, разрез.

### ВВЕДЕНИЕ

Статья написана по материалам отчета "Опорный разрез силурийско-нижнедевонских отложений Петропавловской бокситоносной структурно-фациальной зоны восточного склона Урала" (1982 г.) по желанию и рекомендации нашего друга и коллеги Марии Васильевны Шурыгиной уже после ее кончины. Она была ответственным исполнителем отчета и автором разделов "Стратиграфия" и "Описание разрезов".

Разрез силура и нижнего девона в районе г. Североуральска (рис. 1) является уникальным по полноте и непрерывности осадочных отложений и фациальным взаимоотношениям карбонатных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований.

Работы по изучению опорного разреза в районе г. Североуральска были проведены в 1980–1982 гг. коллективом Палеонтолого-стратиграфической партии Уральской геолого-съемочной экспедиции. Был детально описан основной разрез по рекам Колонге и Ваграну, разрезы по рекам Шегульта-ну, Сосьве, траншеям и карьерам, просмотрен керн 11 глубоких скважин, проанализирован весь многочисленный материал предыдущих исследований. Очень важным явилось участие в полевых и камеральных работах ст. научного сотрудника Всероссийского научно-исследовательского института геологии и минеральных ресурсов Мирового океана (г. Санкт-Петербург) Д.К. Патрунова, проводившего литологические исследования.

В статье использованы определения сотрудников Палеонтолого-стратиграфической партии

Ф.Е. Янет и Л.И. Лобурцевой (табуляты), М.В. Шурыгиной (ругозы), И.А. Брейвель и М.Г. Брейвеля (брахиоподы), Н.Я. Анцыгина (трилобиты), Г.Г. Зенковой (остракоды), В.С. Милицинной (криноидеи). Строматопораты определены сотрудником Уральской государственной горно-геологической академии О.В. Богоявленской, водоросли – сотрудником института геологии и геохимии УрО РАН В.П. Шуйским, а также сотрудником Палеонтолого-стратиграфической партии Л.Г. Петровой. Оформительские работы выполнены И.С. Максимова.

### ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ

Изучению палеозойских отложений окрестностей г. Североуральска уделялось большое внимание, особенно с 30-х годов в связи с открытием месторождений бокситов. История исследования подробно изложена в работах А.В. Пейве (1947), Н.А. Штрейса (1951), М.В. Шурыгиной и др. (1981), в монографии "Биостратиграфия и фауна..." (1977) и др.

В настоящей статье рассматриваются отложения петропавловской свиты и ее возрастных аналогов. Петропавловскую свиту впервые в рукописных отчетах выделил С.М. Андронов, позднее со ссылкой на С.М. Андронova – А.В. Пейве (1947). Характеристика ее, а также сосьвинской и сарайной свит дана в трудах А.В. Пейве (1947) и С.М. Андронova (1961).

Работами Палеонтолого-стратиграфической партии в петропавловской свите были выделены

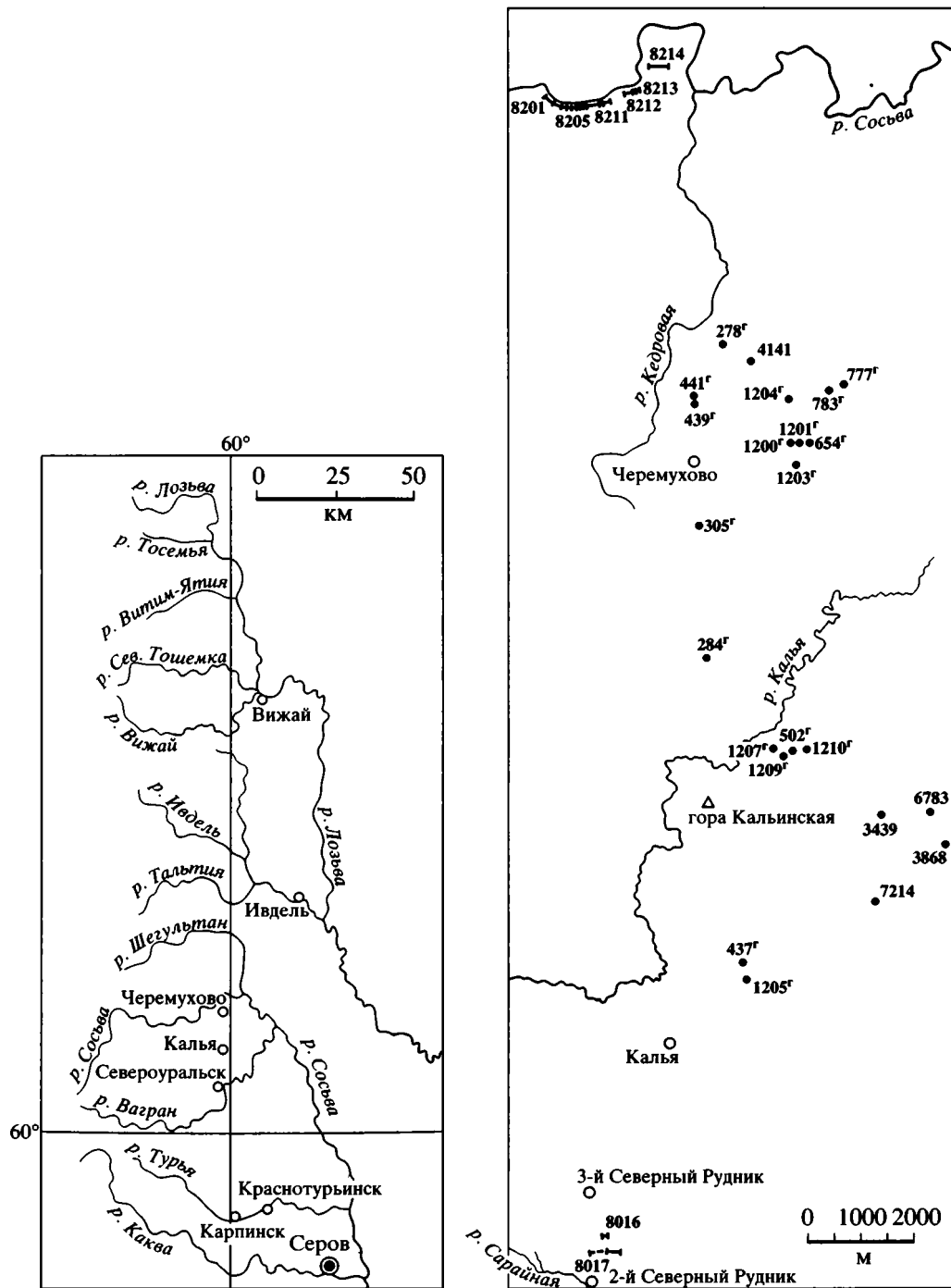


Рис. 1. Обзорная карта района работ и план расположения скважин и обнажений к северу от г. Североуральска.

три биостратиграфические зоны (Брейвель и др., 1971) и горизонты: североуральский – силур, пржидольский ярус, сарайнинский и саумский – девон, лохковский ярус (Брейвель и др., 1974; Биостратиграфия и фауна..., 1977). В этих работах и статьях (Шурыгина и др., 1981; Дубатолов и др., 1968 и других) рассматривается граница силура и девона на восточном склоне Урала, в том числе и в районе г. Североуральска, а также вопросы

межрегиональной корреляции. Уровень границы силура и девона был понижен, так как предыдущими исследователями девон датировалась только самая верхняя часть петропавловской свиты, подстилающая боксит. Остальная часть свиты считалась единым подразделением и относилась к силуру (Пронин, Ходалевич, 1947; Штрейс, 1951 и др.).

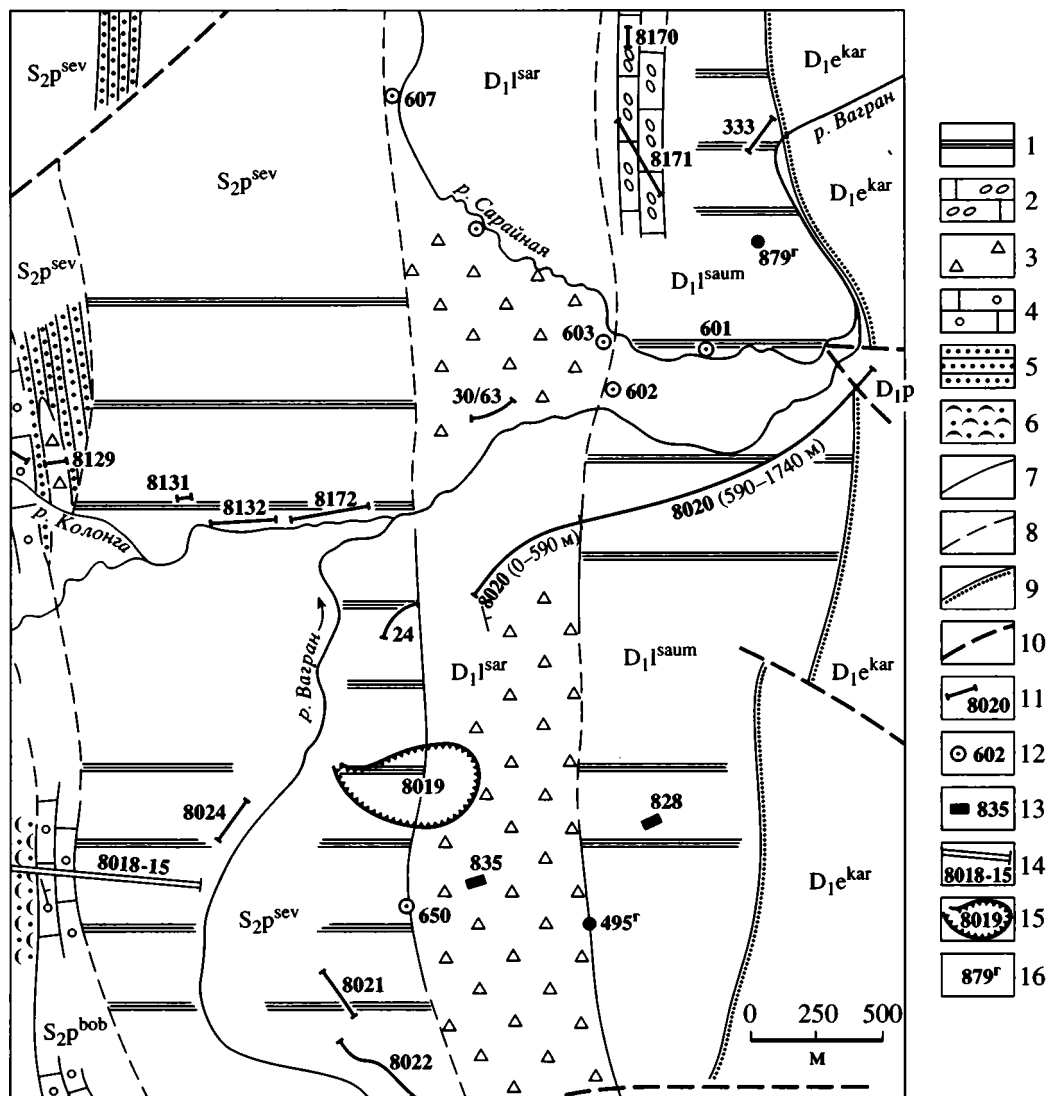
## ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

## Североуральский горизонт

К североуральскому горизонту (Брейвель и др., 1976, Биостратиграфия и фауна..., 1977) относится нижняя часть петропавловской свиты, обнажающаяся по рекам Колонге и Ваграну, где находится стратотип североуральского горизонта (Шурыгина и др., 1981). Нижняя часть горизонта вскрыта водоотводной траншеей по правобережью р. Колонги в нижнем течении р. Исток (обн. 8018 сл. 15),

верхняя часть – большим карьером на правобережье р. Вагран (обн. 8019). Средняя часть горизонта закрыта долиной р. Вагран. Этот интервал восполняется выходами известняков по левому берегу р. Колонги у церкви (обн. 8132, 8172), рис. 2.

Североуральский горизонт фациально разнообразен. По р. Колонге это светло-серые массивные известняки мощностью 470–500 м. К северу и югу от р. Колонги до р. Сосьвы известняки замещаются темноцветными туфопесчаниками и туфоалевролитами сосвинской свиты мощностью



**Рис. 2.** Схематический геологический план района г. Североуральска. 1 – известняки массивные светлые, преимущественно водорослевые; 2 – известняки слоистые комочково-густковые, водорослевые; 3 – карбонатные брекчи массивные; 4 – известняки зернистые скелетно-детритовые; 5 – вулканомиктовые песчаники; 6 – туфопесчаники, туфоконгломераты; 7 – стратиграфические границы установленные; 8 – стратиграфические границы предполагаемые; 9 – стратиграфические несогласные границы; 10 – тектонические границы; 11 – обнажения в масштабе; 12 – обнажения немасштабные; 13 – шурфы; 14 – траншея; 15 – карьер; 16 – скважины.

$S_{2p}^{bob}$  – верхний силур, пржидолий, бобровский горизонт;  $S_{2p}^{sev}$  – верхний силур, пржидолий, североуральский горизонт;  $D_1^{sar}$  – нижний девон, лохков, сарайнинский горизонт;  $D_1^{saum}$  – нижний девон, лохков, саумский горизонт;  $D_1^p$  – нижний девон, прагиен;  $D_1^{e^{kar}}$  – нижний девон, эмс, карпинский горизонт.

160–170 м (скв. 1205<sup>Г</sup>). Одновозрастность туфогенных пород с известняками доказывается их стратиграфическим положением между известняками бобровского горизонта и туфоконгломератами с

фауной сарайнинского горизонта. По р. Сосьве мощность карбонатных пород около 100 м, но горизонт в этом разрезе частично представлен и вулканогенно-осадочными породами. Карбонат-

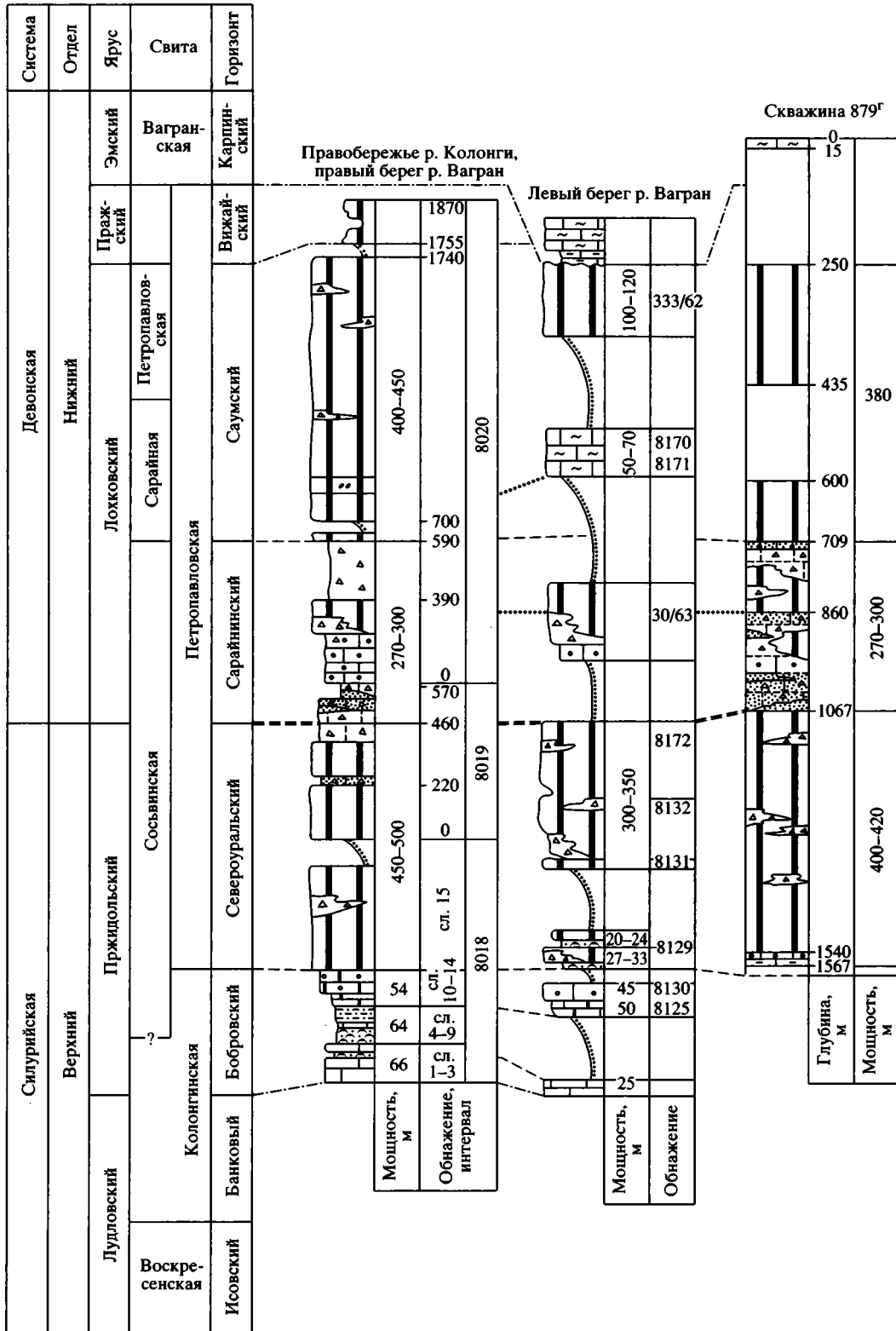


Рис. 3. Начало.

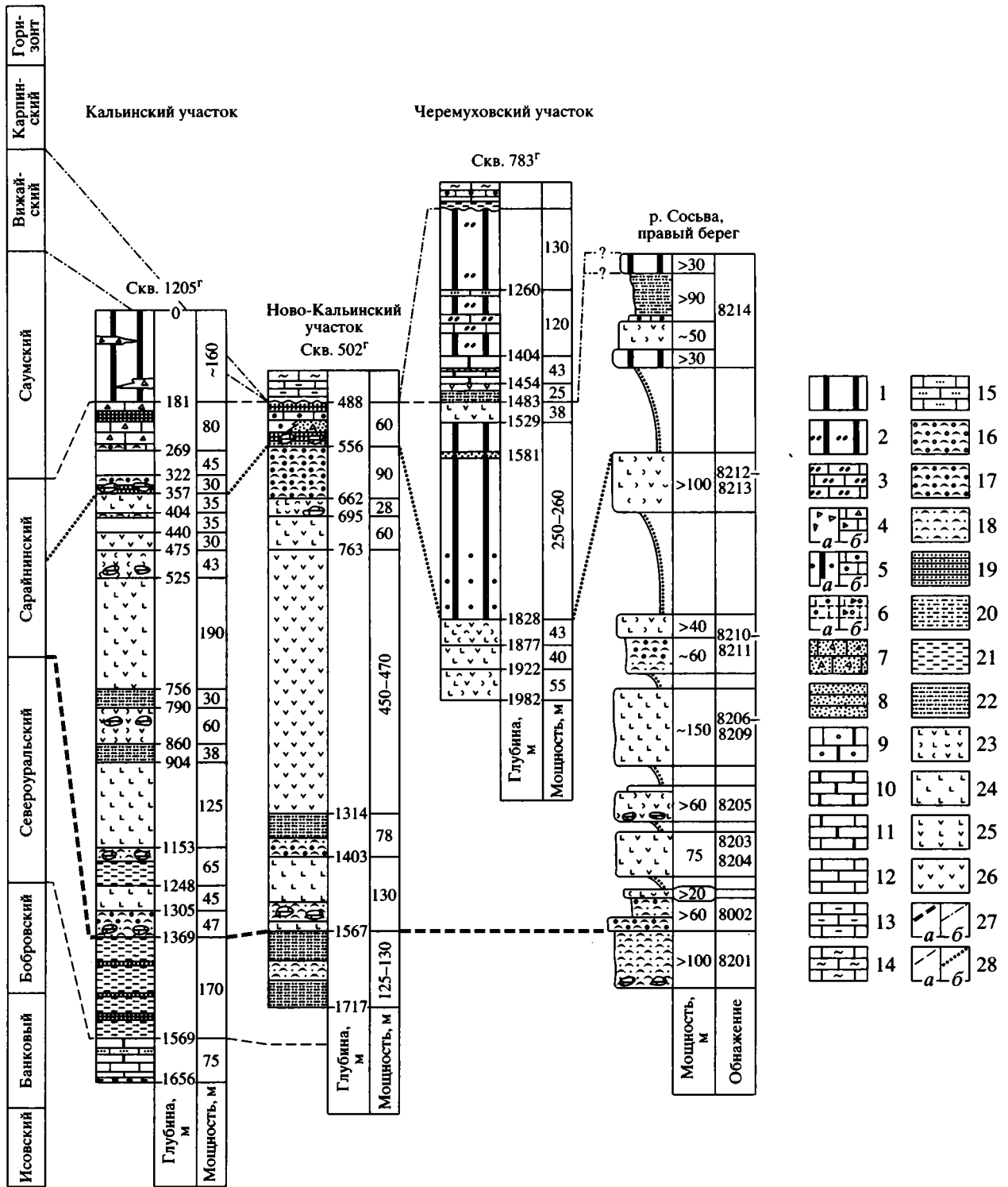


Рис. 3. Окончание.

ный разрез горизонта по правобережью р. Шегультан близок по мощности к стратотипу.

Известняки североуральского горизонта подстилаются слоистыми известняками бобровского горизонта, также относимыми к придольскому

ярусу. К югу от г. Североуральска на левом берегу р. Вагран, ниже насосной станции, в верхней части бобровского горизонта средне- (до 30–40 см) и мелкослоистые (7–15 см) известняки (обн. 8004) вверх по разрезу сменяются грубослоистыми



(50–60 см до 80–100 см) более светлыми известняками (инт. 2), а затем – белыми, массивными известняками североуральского горизонта (инт. 3). В стратотипическом разрезе (обн. 8018 сл. 15) выше слоистых известняков бобровского горизонта залегают: алевритисто-карбонатная порода (0,8–1 м) сильно разрушенная, светлые крупно-слоистые, а затем массивные известняки. В 1,5 км севернее на левом берегу р. Колонги в основании массивных известняков имеется мощная пачка (до 20 м) туфопесчаников и туфоалевролитов с прослоями мелкообломочных карбонатных брекчий (обн. 8129). Рассматриваемая граница хорошо узнается по смене фауны: в североуральском горизонте редки строматопораты, одиночные ругозы сменились колониальными, разнообразнее брахиоподы и криноидеи, изменились и стали более редкими остракоды.

К северу от р. Колонги до пос. Калья (рис. 3) уровню нижней границы петропавловской свиты, вероятно, соответствует основание сосьвинской свиты. В этих разрезах наблюдался постепенный переход от верхней пачки известняков бобровского горизонта к туфопесчаникам и туфоалевролитам. Контакт был вскрыт горными выработками вблизи р. Колонги, на широте 2-го Северного рудника и у пос. Калья (скв. 1205<sup>г</sup>).

Между реками Б. Кальей и Сосьвой образования средней и верхней пачек бобровского горизонта замещаются пестрым по составу вулканогенным комплексом сосьвинской свиты. Граница сосьвинской свиты проходит в этих разрезах не по кровле бобровского горизонта, а ниже, она примерно соответствует кровле нижней пачки бобровского горизонта. В прослоях известняков в низах сосьвинской свиты по р. Сосьве ниже устья р. Мостовой найдены кораллы: *Squameofavosites thetidis* Chekh., *Ketophyllum amplexoidum* (Tschern.) и ракушечниковые скопления *Atrypella camelina* (Buch.), свидетельствующие о принадлежности пород к бобровскому горизонту (Шурыгина и др., 1981). Нижняя граница североуральского горизонта в этих разрезах неясна, соотношения пачки светлых массивных известняков североураль-

ского горизонта с подстилающими породами по р. Сосьве, у пос. Сосьва, тектонические.

Нижняя часть североуральского горизонта (в объеме обн. 8018, слой 15, интервал 0–380 м) по р. Ваграну и Колонге – массивные известняки, светлые до белых, фистулелловые с макроскопически различимыми проблематичными трубчатыми образованиями и водорослевые, реже комочково-сгустковые с отдельными скелетными обломками, которые обычно несут следы сверления синезеленых водорослей. Кроме того, из микроструктурных элементов характерны обломки сифоновых водорослей и местами скопления овальных копролитов.

В основании горизонта отмечены мелкообломочные литокластово-скелетно-детритовые известняки с водорослевой вмещающей массой, в различной степени перекристаллизованной; скелетный материал, в основном, криноидный. Криноидные известняки содержат маломощные пропластки тонкоплитчатых пород с обильными игольчатыми спикулами губок – спонголиты (скв. 879<sup>г</sup>, гл. 1558–1564 м). Обычны инкрустации нескольких генераций.

В верхней и большей по мощности (около 300 м) части горизонта возрастает роль зернистых, скелетно-детритовых разновидностей, хотя основной фон по-прежнему составляют фистулелловые и водорослевые известняки, в меньшей степени комочково-сгустковые. Зернистые разновидности большей частью криноидные, местами переходят в карбонатные песчаники. Отличительные особенности этого интервала – развитие известняковых брекчий, многочисленные крупные и сложные по форме инкрустации, а также участками грубое напластование пород (40–50 см до 1 м), поверхности напластования неровные, волнообразные. Брекчии грубо и мелкообломочные, обломки – светлые водорослевые известняки, угловатые, несортированные; цементирующая масса интенсивно пигментирована гидроокислами железа. Обломки размером от нескольких сантиметров до 20–30 см и более. Вулканогенно-осадочные породы североуральского горизонта про-

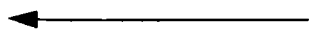


Рис. 3. Схема корреляции разрезов.

1 – известняки массивные светлые, преимущественно водорослевые; 2 – известняки массивные и неяснослоистые, серые и светло-серые, комочково-сгустковые; 3 – известняки слоистые комочково-сгустковые, водорослевые; 4 – карбонатные брекчии массивные (а) и слоистые (б); 5 – известняки массивные (а) и крупнослоистые (б), биоморфно-обломочные (в том числе криноидные) и литокластические; 6 – известняки неясно-грубослоистые, зернистые органо-обломочные (а), до карбонатных брекчий (б); 7 – карбонатные брекчии с песчанистой связующей массой; 8 – карбонатные песчаники в различной степени пигментированные гидроокислами железа; 9 – известняки зернистые скелетно-детритовые; 10 – известняки скелетно-детритовые с иловой вмещающей массой; 11 – известняки скелетно-детритово-иловые; 12 – известняки мелкослоистые, комковатые, существенно иловые; 13 – известняки алевро-глинистые, мергели; 14 – известняки амфинозные; 15 – алевритистые известняки, карбонатные песчаники; 16 – туфокогломераты; 17 – туфопесчаники, содержащие гравийно-галечный материал; 18 – туфопесчаники; 19 – вулканомиктовые песчаники; 20 – глинисто-алевро-песчаные породы; 21 – алеврито-глинистые породы; 22 – флишодные пачки переслаивающихся туфопесчаников, аргиллитов и алевролитов; 23 – вулканические брекчии и крупноглыбовые туфы андезито-базальтового состава; 24 – базальты; 25 – андезибазальты; 26 – андезиты; 27 – границы силура и девона (а), ярусные границы (б); 28 – границы горизонтов (а), другие корреляции (б).

стираются от 2-го Северного рудника до р. Сосьвы. На Кальинском и Ново-Кальинском участках они наблюдались по скв. 1205<sup>г</sup> и 502<sup>г</sup>, где представлены относительно однородными по облику вулканотерригенными песчаниками, гравелитистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными маломощными прослоями гравелитов. Характерная их особенность – ритмичное, часто очень тонкое переслаивание. Несклько отличный тип разреза наблюдается по р. Сосьве (обн. 8201); он характеризуется грубой полосчатостью составляющих литологических разностей, грубозернистостью – это преимущественно гравелиты с подчиненными прослойками песчаника. Отмечены признаки вулканической деятельности, проявившейся потоком базальтовой лавы в верхах горизонта (скв. 502<sup>г</sup>, гл. 1633–1639 м).

Основными пороодообразующими организмами водорослевых известняков североуральского горизонта являются трубчатые формы – *Fistulella variabilis* Shuysky, а также синезеленые водоросли – *Ikella vermicularis* Shuysky, *Girvanella maslovi* Shuysky, *G. ducii* Wether, *G. conferta* Chapm., нередко *Renalcis devonicus* Johns., *Wetheredella silurica* Wood., *Ludlovina multisporea* Korde. Всего определено более 20 видов синезеленых, зеленых водорослей и водорослей неясного систематического положения, а также единичные представители красных водорослей.

Бентосная фауна распределяется крайне неравномерно и приурочена, в основном, к детритовым, органогенно-обломочным разновидностям. Особенно редка бентосная фауна в нижней части горизонта, где преобладают водорослевые известняки (обн. 8004–3; обн. 8018, слой 15, инт. 0–380 м; обн. 8129, скв. 879<sup>г</sup>, гл. 1400–1567 м). Здесь найдены редкие изолированные колонии кораллов – *Favosites finitimus* Yanet, *F. bonus* Yanet, *Pseudamplexus* ex gr. *fascicularis* Soshk.; брахиоподы, которые приурочены к скелетно-детритовым разновидностям в основании горизонта – *Stropheodonta colongensis* Sap., *Levigatella olga* (Khod.), *Gypidula* cf. *uralica* Khod., *G. cf. optata* Barr., *Uralotoechia kuschvensis* (Tschern.), *Atrypella cuboidiformis* (Khod.), *A. uralica* (Khod.), *A. cf. vagranica* (Khod.), *Lissatrypa columbella* (Barr.), *Spitigerina* ex gr. *marginalis* (Dalm.), *Proreticularia pentameriformis* (Tschern.); на том же уровне собраны криноидеи – *Pisocrinus* (?) *costatus* (Schew.), *P. (?) astericus* (Schew.), *P. (?) ex gr. salebrosus* (Stuk.), *Syndetocrinus* sp., *Eucalyptocrinites* (?) *compositus* Milicina, *Mediocrinus medius* Stuk. и остракоды – *Cavellina idonea* Abush., *Pseudorayella scala* Neck., *Tubulibairdia accurata* Zenk., *Turiella depressa* Zenk., *T. minuta* Zenk.

В верхней половине горизонта (в объеме обн. 8018, сл. 15, интервал 380–420 м, обн. 8024, 8019, интервал 0.0–460 м; обн. 8020–8023, скв. 879<sup>г</sup>, гл. 1067–1400 м) бентос значительно больше распространен и разнообразнее представлен; сооб-

щества можно назвать кораллово-брахиоподово-криноидными. Каких-либо плотных поселений типа коралловых лугов или биостромов не отмечено, но участками кораллы довольно многочисленны; встречаются небольшие локальные скопления брахиопод, главным образом, представительей родов *Lissatrypa*, *Tectatrypa*, *Atrypella*, *Cyrtia*, а обломки стеблей криноидеи местами являются существенным пороодообразующим компонентом. Строматопораты и остракоды довольно редки, найдены единичные экземпляры трилобитов.

Из этого стратиграфического интервала определены: табуляты – *Favosites finitimus* Yanet (много), *F. bonus* Yanet, *Squameofavosites rusanovi* (Tschern.); ругозы – *Circophyllum samsugensis* Smith et Tremb., *Pseudamplexus fascicularis* Soshk., *Astrictophyllum patrunovi* Shur. (много), *Entelophyllum* sp., *Rhabdacantha crassiseptata* Shur., *Holmophyllum subtenuis* Shur.; брахиоподы – *Gypidula uralica* Khod., *G. integer* Barr., *G. parvula* Tschern., *Levigatella olga* (Khod.), *Uralotoechia kuschvensis* (Tschern.), *Atrypella linguifera* (Khod.), *Lissatrypa columbella* (Barr.), *Tectatrypa* cf. *tectiformis* (Tschern.), *Spirigerina* aff. *marginalis* (Dalm.), *Proreticularia pentameriformis* (Tschern.), ?*Cyrtia trapezoidalis* His.; остракоды – *Cavellina idonea* Abush., *Saumella angusta* Zenk., *Tubulibairdia parva* Zenk., *Turiella elegans* Zenk., *T. minuta* Zenk.; трилобиты – *Octobronteus khodalevichi* Weber; криноидеи – *Pisocrinus* (?) *astericus* (Schew.), *P. (?) costatus* (Schew.), *Parapisocrinus* ex gr. *ollula* (Angelin), *Crotalocrinites* sp. indet., *Syndetocrinus natus* Stuk. (обломки рук, чашечек, стеблей), *Eucalyptocrinites* (?) cf. *subligatus* Milicina, *Desmidocrinus macrodactylus* Angelin, *Mediocrinus medius* Stuk., *Pandocrinus* sp.

По-видимому, к верхнему интервалу североуральского горизонта относятся известняки, обнажающиеся по р. Сосьве у пос. Сосьва (обн. 8013) и по р. Шегульган.

### Сарайнинский горизонт

Стратотип – берега р. Вагран; разрез начинается в 500 м ниже старого (естественного) русла р. Колонги и заканчивается в 600 м ниже по берегу реки (Брейвель и др., 1976; Биостратиграфия и фауна..., 1977). В последние годы правый коренной берег р. Вагран очищен от рыхлых образований при строительстве водозащитных сооружений и разрез стал практически непрерывным. Основание сарайнинского горизонта и контакт его с североуральским вскрыты большим карьером на правом берегу р. Вагран выше устья р. Колонги (обн. 8019, интервал 460–570 м) и в скв. 879<sup>г</sup>.

В пределах петропавловского карбонатного массива сарайнинский горизонт прослежен на всем простирании. Мощность карбонатных пород горизонта установлена по стратотипическому разрезу и глубокой скважине 879<sup>г</sup>, она равна 270–300 м.

На широте 2-го Северного рудника известняки горизонта имеют мощность около 100 м, вся же нижняя часть горизонта представлена туфоконгломератами и туфопесчаниками 500–550 м мощности. Севернее возрастает роль терригенно-карбонатных и вулканогенных пород: мощность известняков в скв. 1205<sup>г</sup> у пос. Калья – 80 м, в районе Кальинской сопки – 30 м. В скв. 1205<sup>г</sup> мощность вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород с редкими прослоями известняков около 900 м. Восточнее пос. Черемухово в скв. 783<sup>г</sup> мощность известняков около 250 м, западнее поселка – около 50 м.

В пределах Петропавловского карбонатного массива нижняя граница связана с переходом от преимущественно водорослевых известняков к карбонатным брекчиям, карбонатным песчаникам и органогенно-обломочным известнякам сарайнинского горизонта. Среди известняков североурального горизонта появляются отдельные зоны брекчирования и с инт. 380 м обн. 8019 брекчии, доминирующие в разрезе. Возрастает роль пигментации связующей массы гидроокислами железа, инкрустационные структуры становятся более мелкими. Изменяется состав фауны, появляются характерные для девона роды и виды. В инт. 460 м отмечаются первые нижнедевонские виды – *Favosites kozlowskii* (Sok.) и др., с инт. 480 м фауна встречается чаще, с инт. 570 м она обильна. Усиливается роль кораллов и криноидей, колониальные ругозы часто являются пороодообразующими. Из табулят появляются пахипориды. Среди криноидей становятся разнообразными пизокриниды, появились гексакринитиды, увеличивается количество остракод, особенно в песчанистых разностях. Уровень 460 м принимается за нижнюю границу девона, хотя перелом в осадконакоплении произошел чуть ниже, на уровне 380 м.

Севернее граница силура и девона проходит внутри сосьвинской свиты, по-видимому, на уровне смены туфопесчаников грубообломочными туфоконгломератами с линзами и обломками известняков, содержащих фауну сарайнинского горизонта (у пос. Калья скв. 1205<sup>г</sup>, гл. 1364–1365 м, Ново-Кальинский участок – скв. 502<sup>г</sup>, гл. 1535–1538 м).

Сарайнинский горизонт выделяется интенсивным проявлением обломочных структур. Обломочные разновидности скелетные и литокластические от органогенно-обломочных известняков и карбонатных песчаников до брекчий. Карбонатные брекчии от грубо до мелкообломочных, в обломках белые водорослевые или коралловые известняки, размеры их до 30–35 см, они не сортированы, угловаты. Цемент карбонатный, пестроокрашенный. Брекчии особенно развиты в основании горизонта, они имеют мелкообломочную, песчанистую, пигментированную вмещающую массу. Карбонатные песчаники тесно ассоцииру-

ют с брекчиями в нижней части горизонта, залегают в виде маломощных (10–20 см) линз. Песчаники состоят из листокластов водорослевого известняка и скелетного материала. Зерна ожелезнены, обломочный материал связан водорослевой массой, иногда микритом. Выделяются рыхлые, слабо сцементированные разности.

Карбонатные породы к северу от р. Колонги несколько меняются. В районе 3-го Северного рудника к верхней части горизонта относятся водорослевые известняки и карбонатные брекчии. В районе пос. Калья и Новая Калья карбонатные породы тесно связаны с вулканотерригенными и содержат примесь вулканомиктового материала. В районе пос. Черемухово линзы карбонатных пород среди эффузивов и вулканотерригенных образований сосьвинской свиты более мощные, ассоциация карбонатов близка к разрезу р. Вагран. На территории от 2-го Северного рудника до р. Сосьвы к сарайнинскому горизонту относится верхняя часть сосьвинской свиты – мощная толща вулканогенно-осадочных пород (Шатров и др., 1987). Наибольшую мощность эффузивы имеют в районе Кальинской сопки. К югу мощность их уменьшается, и на широте 3-го Северного рудника они выклиниваются. Одновременно в южном направлении увеличивается мощность вулканогенно-осадочных пород, главным образом, туфоконгломератов.

Разнообразные биоморфные и органогенно-обломочные породы сарайнинского горизонта выделяются среди пород петропавловской свиты богатством и разнообразием бентосных сообществ: криноидных, брахиоподово-криноидных, остракотово-брахиоподово-криноидных, коралловых, местами губковых, а также и водорослевых.

Для водорослевых известняков и обломков их в карбонатных брекчиях наиболее характерны слойчатые – *Rothpletzella devonica* (Masl.) и почковидные, сферические формы – *Renalcis devonica* Johns.; кроме них широко распространены *Wetheredella silurica* Wood, *Girvanella ducii* Wether, *G. conferta* Chapm., *G. maslovi* Shuysky; *Fistulella variabilis* Shuysky, относящаяся к пороодообразующим в североуральском горизонте, встречается реже, и, главным образом, в верхней половине разреза, где несколько возрастает роль водорослевых известняков.

Строматопораты редки: столбчатые колонии *Parallelostroma* sp. найдены в обн. 8005 и единичные колонии *Simplexodictyon decorum* (Khalf.), *Parallelostroma scabrum* Bogoyavl., *P. multiplexum* Bogoyavl. – в верхней части разреза в районе Калья, Черемухово.

Одна из отличительных особенностей горизонта – обилие остатков хорошо сохранившихся коралловых зарослей, в основном, по-видимому, некрупных – типа биогермов, площадь в несколько

квадратных метров. Обычно это скопления густоветвистых колоний одного вида или 2–3 видов, из которых один доминирует. Заросли приурочены, в основном, к зернистым скелетно-детритовым известнякам; в карбонатных песчаниках и водорослевых известняках встречаются лишь разрозненные колонии. Основными породообразующими видами в коралловых известняках являются табуляты *Cladopora actuosa* Yanet, *Egosiella alba* (Yanet) ругозы *Pseudamplexus fascicularis* Soshk., *Neomphyma originata* Soshk., которые найдены от основания горизонта до верхней границы и обильно представлены во всех разрезах. Несколько реже встречаются *Favosites kozlowskii* (Sok.), *F. lucidus* Yanet, *Parastriatopora fallacis* Yanet, *Thamnopora sarmentosa* Yanet, *Spongophyllum halysitoides* Ether., *Lyriellasma prima* Shur. и другие.

Брахиподы обычно встречаются в виде небольших неплотных скоплений и отдельных экземпляров в органогенно-обломочных известняках и карбонатных песчаниках, реже – в водорослевых разновидностях. Определено более 20 видов, из них самые распространенные – *Gypidula optata* Barr., *Anastrophia magnifica* Kozl., *Hebetoechia vagranica* (Khod.), *Spirigerina supramarginalis* Khalf., *Atrypinella delicata* I. et M. Breiv.

Остракоды приурочены, в основном, к песчаным разновидностям, в частности, виды *Aragchites koperusiensis* Přibyl et Snajdr, *Baschkirina elongata* Pol., *Bairdia michailensis* Zenk., *Praepilatina angulata* Zenk., *Longiscula chorda* Zenk. Они обильно представлены в черных, слабо сцементированных карбонатных песках нижней части горизонта (обн. 8019, инт. 530–570 м). В целом комплекс остракод небольшой (около 15 видов), и половина из них относительно редко встречается.

Существенным, нередко основным, компонентом органогенно-обломочных известняков и карбонатных песчаников являются криноидеи. Местами криноидный детрит обилён в мелкообломочном карбонатном или карбонатно-алевритовом цементе брекчий. Характерны россыпи члеников и мелких фрагментов стеблей, но местами многочисленны чашечки, длинные стебли и корневая система криноидей. Всего определено около 40 видов, из них более распространены пизокриниды – *Parapisocrinus quinquelobus* (Bather), *Pisocrinus ex gr. ubaghshi* Bouska, P. (?) *astericus* (Schew.), P. (?) *costatus* (Schew.); а кроме них – *Botryocrinus* (?) *mirandus* Yelt., *Hexacrinites* (?) *tumidulus* Yelt., *Podoliocrinus nikiforovae* Yelt., *Eucalyptocrinites* (?) *ligatus* (Quenst.), *Salairocrinus textus* (J. Dubat.), *Pandocrinus pandus* Stuk., *Pentapetalocrinus ex gr. nieczlavensis* (Yelt.), *Peribolocrinus paludatus* J. Dubat., P. *proximatus* J. Dubat.

Анализ распределения видов в разрезах сарайнинского горизонта позволяет выделить верхнюю его часть, около 100 м по мощности пород.

В этом стратиграфическом интервале появляется целый ряд неизвестных ниже криноидей – *Parapernerocrinus bouskai* Milicina, *Salairocrinus textus* (J. Dubat.), *Pentagonocyclicus filigerum* Schew., *Kaplunaecrinus fimosus* (Schew.), *Peribolocrinus proximus* J. Dubat., *Cyclocetocrinus ex gr. ratigranulatus* Yelt. et Stuk.; кораллы – *Thamnopora faceta* Yanet., Th. *solida* Dubat., *Lyriellasma prima* Shur.; остракоды – *Bairdiocypris aff. biesenbachi* (Krömm.), *Bairdiohealdites karcevae* (Pol.), *Praepilatina praepilata saumica* Zenk. В районе от пос. 2-го Северного до пос. Черемухово вместе с перечисленными выше видами встречаются единичные колонии строматопорат – *Simplexodictyon decorum* (Khalf.), *Parallelostroma scabrum* Bogoyavl., P. *multiplexum* Bogoyavl. (хотя строматопораты исключительно редки в сарайнинском горизонте и в стратотипическом разрезе не встречены) и очень характерные мало мощные скопления цилиндрических губок.

Перечисленные выше виды дополняют комплекс форм, распространенных по всему горизонту. Верхний интервал разреза по видовому составу фауны хорошо узнается и прослежен на р. Вагран (обн. 8020, скв. 879<sup>г</sup>), в районе 3-го Северного (обн. 8016, 8017), на Кальинском (скв. 1205<sup>г</sup>), Ново-Кальинском (скв. 502<sup>г</sup>, 1207<sup>г</sup>, 1209<sup>г</sup>) и Черемуховском (скв. 783<sup>г</sup>, 1200<sup>г</sup>) участках.

#### Саумский горизонт

Стратотип саумского горизонта по берегам р. Саумы в 800 м от устья и по левому берегу р. Сев. Тошемки против устья р. Саумы (Брейвель и др., 1976; Биостратиграфия и фауна..., 1977). В окрестностях г. Североуральска отложения горизонта относятся к верхам петропавловской свиты. Породы, непосредственно подстилающие бокситы, всегда вычленились из петропавловской свиты – это известняки с *Karpinskia vagranensis* (Ходалевиц, 1938), серовский горизонт (Штрейс, 1951). Опорным разрезом служили выходы по левому берегу р. Вагран под “директорскими коттеджами”. В дальнейшем работами Палеонтолого-стратиграфической партии выяснилось, что фауна, найденная здесь, распространена и ниже по разрезу. Был выделен саумский горизонт, который по объему значительно крупнее серовского, его нижняя граница по р. Вагран находится западнее.

Южный выход известняков саумского горизонта отмечается по р. Вагран ниже устья Коноваловки. По правому берегу р. Вагран против г. Североуральска разрез вскрыт непрерывно (обн. 8020, инт. 590–1740 м). На левом берегу р. Вагран под “директорскими коттеджами” обнажаются известняки верхней части саумского горизонта. В 400 м ниже бывшего естественного устья р. Сарайной пробурена скв. 879<sup>г</sup>, которая пересекла всю петропавловскую свиту. Мощность известня-

ков по р. Вагран 450–500 м. Далее к северу отложения саумского горизонта вскрыты карьерами и пробурены глубокими скважинами. Мощность у 3-го Северного рудника та же, что и по р. Вагран, восточнее пос. Калья (скв. 7214) – 300 м, у пос. Новая Калья (скв. 6783) – 200 м. В районе горы Кальинской саумский горизонт отсутствует (скв. 502<sup>г</sup>, 1207<sup>г</sup>, 1209<sup>г</sup>).

Граница сарайнинского и саумского горизонтов связана с переходом от обломочных пятнистых известняков с обильным бентосом к светлым водорослево-фистулелловым известнякам со сравнительно бедной фауной. Этот переход четко выражен по правому берегу р. Вагран (обн. 8020, инт. 590 и керн скв. 879<sup>г</sup>). В районе 3-го Северного рудника, восточнее пос. Калья, на восточном участке Новой Кальи наблюдалась постепенная смена слоистых детритовых известняков водорослевыми известняками. Более резкий переход наблюдался на западе Кальинского участка (скв. 1205<sup>г</sup>). Граница сарайнинского и саумского горизонтов отмечена также изменением фауны. Появляются новые виды, хотя количество переходящих транзитных видов довольно велико.

Саумский горизонт представлен карбонатными породами: преимущественно светлыми массивными водорослево-фистулелловыми, в меньшей степени обломочно-водорослевыми и водорослево-скелетно-детритовыми известняками. Характерной особенностью водорослевого известняка саумского горизонта является распространение сгустково-комочкового материала, особенно в нижней части горизонта (обн. 8020, инт. 800–850 м), в противоположность известнякам сарайнинского горизонта, где основными породостроителями являются водорослевые слоевища в виде трубочек, нитей, веточек. Вверх по разрезу саумского горизонта увеличивается зернистость и неоднородность пород, появляются синседиментационные брекчии, в которых обломки связаны водорослево-сгустковой или микритовой массой, окрашенной в розоватые тона, содержащей незначительную долю илового материала. Брекчированность больше развита на Кальинском месторождении (скв. 1205<sup>г</sup>, гл. 0–181 м).

В породах, непосредственно подстилающих рудный горизонт по р. Вагран, литокласты водорослевого известняка, отдельные водорослевые комочки и скелетный материал, в основном криноидный, заключены в микритовой массе. Инкрустационные структуры мелкие.

К пороодообразующим организмам относятся *Fistulella variabilis* Shuysky неясного систематического положения, водоросли *Renalcis devonicus* Johns. и *Ikella vermicularis* Shuysky. Остальные виды водорослей редки. Водорослевые известняки содержат редкие остатки бентоса; в известняках верхнего интервала фауна более распространена.

Строматопораты немногочисленны, найдены массивные и цилиндрические колонии *Densastroma moldavancevi* Yavor., *Parallelostroma multiplexum* Bogoyavl., *P. scabrum* Bogoyavl. Кораллы встречаются чаще, определено 10 видов табулят, из них более распространены *Favosites intricatus* Barr., *F. shirictensis* Chekh., *Riphaeolites virfusus* Yanet; ругозы представлены, в основном, одиночными формами – *Spongophylloides perfecta* (Wdkd.), *S. improcerus* Shur., *Tryplasma aequabilis* Lonsd. Колониальные *Pseudamplexus quadripartitus* Soshk., *Neophyma simplex* Vag. приурочены к известнякам верхней части разреза. Из брахиопод наиболее часто встречаются: *Gypidula nucalis* Khod., *G. cf. nux* Khod., *Ivdelinia pseudoivdelensis* (Khod.), *I. procerula* (Barr.), *Clorinda pseudolinguifera* Kozl., *Clorindina toschemkaensis* Khod., *Atrypinella losvensis* Khod., *A. cf. biloba* Khod., *Karpinskia vagranensis* Khod., *Septatrypa zelia* (Barr.), *Merista solita* I. et M. Breiv., *Quadrithyris minuens* (Barr.). Часть названных видов известны и в сарайнинском горизонте, другие – *Clorindina toschemkaensis*, *Atrypinella barba*, *Karpinskia vagranensis*, *Quadrithyris minuens* – характерны для саумского горизонта. Остракоды встречаются значительно реже, чем в сарайнинском горизонте, но комплексы в этих горизонтах близки. Исчезают лишь роды *Silenis* и *Longiscula*, появляются характерные виды *Bairdiocypris aff. biesenbachi* Kromm., *Baschkirina indistincta* Zenk., *B. retusa* Pol. Криноидеи распространены меньше, чем в сарайнинском горизонте. Встречаются они небольшими участками среди водорослевых известняков, более многочисленны в почве бокситов на месторождении Красная Шапочка (обн. 333/62). Определено около 15 видов, из них наиболее характерны *Cupressocrinites* (*Tetraptocrinus*) *ovatus* Schew., *Eucalyptocrinites* (?) *ligatus* (Quents.), *Agatocrinus cf. aculeatus* (J. Dubat.), *Kuzbassocrinus bystrowi* Yelt., *Salairocrinus ex gr. jucudus* J. Dubat., *Grossotocrinus cf. gradatus* (Yelt.).

К северу от горы Кальинской до р. Сосьвы простирается мощная толща карбонатно-терригенных пород сарайной свиты, перекрывающих сосьвинскую свиту. Толща относится нами к саумскому горизонту. Следует обратить внимание, что сарайная свита по возрасту не идентична сарайнинскому горизонту.

Сарайную свиту в рукописных отчетах в 1942–1943 гг. выделил С.М. Андронов, который считал ее подстилающей петропавловскую свиту. В дальнейшем сарайная свита рассматривалась как фациальный аналог нижней части петропавловской свиты (Андронов, 1961; Пейве, 1947; Штрейс, 1951). Типовым разрезом сарайной свиты С.М. Андронов считал слоистые темные известняки, обнажающиеся по обоим берегам р. Сарайной на широте 2-го Северного участка месторождения Красная Шапочка. Кроме того, к сарайной свите он относил темные известняки в

водоотводной канаве, пересекающей площадку управления СУБР'а (бывший пос. Бокситы, современный г. Североуральск), известковистые песчаники, мелкогалечниковые конгломераты с прослоями брекчиевидных известняков серого и розового цвета на Кальнинском месторождении, а также темные известняки и песчаники вблизи пос. Черемухово. В результате исследования нами было установлено, что темные известняки района пос. Черемухово и на левобережье р. Вагран на территории современного г. Североуральска соответствуют саумскому горизонту. В других пунктах отложения, относимые С.М. Андроновым к сарайной свите, сильно отличаются. Так, в районе от 2-го Северного рудника до пос. Новая Каля карбонатные породы пестро окрашены, представлены в значительной мере брекчиями и отвечают сарайнинскому горизонту по составу ругоз и криноидей. Этот же интервал вскрыт на Черемуховском участке (скв. 1200<sup>г</sup>, гл. 1162–1295 м и скв. 783<sup>г</sup>, гл. 1541–1780 м) среди пород сосвинской свиты, выше которых залегают отложения сарайной свиты. На всем простирании от 2-го Северного рудника до р. Сосьвы образования сарайной свиты являются переходными от вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород сосвинской свиты к массивным известнякам петропавловской свиты. Верхняя граница сосвинской свиты соответствует здесь кровле сарайнинского горизонта.

В районе пос. Черемухово отложения сарайной свиты обнажены по руч. Кедровому, вскрыты рудничными карьерами, разведочными и гидрогеологическими скважинами.

На западе участка, у пос. Черемухово (скв. 439<sup>г</sup>, 441<sup>г</sup>), выше сосвинской свиты последовательно залегают:

1. Известняки темно-серые и серые, преимущественно скелетно-детритово-иловые, в целом комплекс разновидностей от глинистых известняков до известковистых песчаников. Последние состоят из частиц водорослевого происхождения, редких скелетных обломков в тонкокристаллической вмещающей массе. Эти породы чередуются с пачками (до 7–8 м) вулканотерригенных песчаников, алевролитов, цемент которых местами карбонатный.

В известняках прослоями обильны кораллы и строматопораты, образующие биостромы или локальные заросли. Доминируют массивные и цилиндрические колонии строматопорат – *Simplexodictyon decorum* (V. Khalf.), *Parallelostroma multiplexum* Bogoyavl.; местами многочисленны табуляты – *Favosites socialis* Sok. et Tes., *F. kozlowskii* (Sok.), ругозы – *Spongophylloides perfecta* Wdkd.; отмечены скопления брахиопод – *Protathyris praecursor* Kozl. В глинисто-карбонатных разновидностях обильны остракоды – *Aparchites convexus* Zenk., *Přibylites* (*Parapřibylites*) *sulcifer* Zenk.,

*Cavellina* (*Invisibila*) *saraica* Zenk., *Healdianella asymmetrica* Zenk., *Bairdiocypris intermedius* Zenk., *Orthocypris tschumyschensis* Pol., *Bairdiohealdites karcevae* (Pol.), *Baschkirina elongata* Pol.

Мощность интервала 70–95 м (скв. 441, гл. 200–281 м, скв. 439, гл. 210–320 м).

2. Чередование серых и темно-серых слоистых известняков со светлыми массивными. Известняки преимущественно комочково-сгустковые, реже скелетно-обломочно-водорослевые с перекристаллизованной сгустковой массой. В этом интервале обычны остатки кораллово-строматопоровых зарослей, в слоистых известняках обильны остракоды. Видовой состав фауны аналогичен предыдущему интервалу: определены те же виды строматопорат, кораллов, брахиопод и остракод, и, кроме того, найдены единичные экземпляры *Soshkinella columnaris* Zhelt., *Lanceomyonia borealiformis* (Siem.).

Мощность интервала до 110 м (скв. 441<sup>г</sup>, гл. 70–200 м, скв. 439<sup>г</sup>, гл. 70–210 м).

3. Известняки светло-серые, реже серые или слабо розоватые, преимущественно массивные, изредка, небольшими интервалами, слоистые. Микроскопически это комочково-сгустковые, облаковидно-сгустковые водорослевые известняки, часто с синезелеными водорослями; связующая масса – водорослево-сгустковая в различной степени перекристаллизованная. Скелетный обломочный материал присутствует обычно в небольшом количестве, характерна его структурная переработка – деструкция, микритизация скелетных обломков. Особенность известняков – редкость бентосных остатков, которые приурочены, в основном, к слоистым участкам. Встречаются те же группы фауны, что и в двух нижележащих интервалах, но находки их единичны. Определены *Parallelostroma multiplexum* Bogoyavl., *Spongophylloides perfecta* (Wdkd.), *Protathyris praecursor* Kozl.

Мощность интервала до 110–120 м. Выше залегают рудный горизонт. Общая мощность толщи 300–350 м.

Описываемая толща выделяется среди карбонатных образований лоховского яруса преобладающей сгустково-комочковой структурой известняков и своеобразным биоценозом, в котором ведущая роль принадлежит строматопоратам, остракодам и немногим видам табулят и ругоз. В приведенном выше разрезе скв. 439<sup>г</sup> и 441<sup>г</sup> отчетлива общая тенденция развития процесса осадконакопления: от слоистых карбонатных пород с прослоями вулканогенно-осадочных образований до чистых массивных известняков. Эта тенденция сохраняется и по удалении на восток от данного разреза: в этом направлении мощность нижнего интервала уменьшается, а второго и особенно третьего соответственно увеличивается. В скважинах, пробуренных восточнее и южнее пос. Черемухо-

во, а также в карьерах собрана фауна, дополняющая перечень видов по скв. 439<sup>г</sup> и 441<sup>г</sup>.

На территории г. Североуральска траншеями вскрыты серые и темно-серые комочково-сгустковые известняки (обн. 8170, 8171) со строматопоратами – *Parallelostroma multiplexum* Bogoyavl., *P. scabrum* Bogoyavl., *Simplexodictyon decorum* (V. Khalf.), *Actinostroma fedorovi* Yavor.; табулятами – *Favosites* aff. *lucidus* Yanet; ругозами – *Spongophylloides perfecta* (Wdkd.), *Tryplasma aequabilis* Lonsd.; остракодами – *Aparchites messleriformis* Pol., *Přibylites* (*Parapřibylites*) *incertus* Zenk., *Cavellina* (*Invisibila*) *kamyshenkiensis* Pol., *Newsomites notabilis kusnezkiensis* Pol., *Orthocypris tschumyschensis* Pol., *Baschkirina elongata* Pol. По литологическим особенностям, и по составу фауны эти породы соответствуют толще из района пос. Черемухово, видимо, нижней ее половине.

Авторы статьи считают всю толщу пород (сарайная свита и верхи петропавловской свиты) на Черемуховском участке, залегающую между сосвинской свитой и рудным пластом, фациальным аналогом саумского горизонта. Эта точка зрения отражена в особых мнениях в Объяснительной записке к Стратиграфическим схемам Урала (1994), в то время как в самих схемах (1993), в монографии (Биостратиграфия и фауна..., 1977) и в статьях (Дубатовол и др., 1968; Богоявленская, 1979) данная толща сопоставляется с сарайнинским горизонтом.

В пользу отнесения отложений сарайной свиты у пос. Черемухово к саумскому горизонту говорят следующие соображения:

1. Свита залегает на сосвинской свите, в верхней части которой из прослоев известняков определена фауна сарайнинского горизонта (скв. 783<sup>г</sup>, 777<sup>г</sup>, 1200<sup>г</sup>): *Cladopora actuosa* Yanet, *Egosiella alba* (Yanet), *Neomphyma originata* Soshk., *Parapisocrinus ollula hlubocephensis* (Bouska), *Podolocrinus* cf. *nikiforovae* Yelt.

2. Мощность известняков сарайнинского горизонта в стратотипе 270–300 м. Если относить черемуховские известняки к сарайнинскому горизонту, то мощность только карбонатных пород в этом разрезе будет не менее 550 м (скв. 783<sup>г</sup>). Кроме того, к этому горизонту относятся вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы большой мощности (700–1000 м).

3. Толща занимает аналогичное стратиграфическое положение в разрезе, что и известняки саумского горизонта в скважинах на Кальинском и Ново-Кальинском (восточный участок) месторождениях, и связана с ними фациальным переходом.

4. По литологии комочково-сгустковые известняки черемуховской толщи, в основном, водорослевые, они ближе к водорослевым известнякам саумского горизонта р. Вагран, чем к обломочным и органогенно-обломочным известнякам сарайнинского горизонта. В разрезе саумского

горизонта р. Вагран (обн. 8020, инт. 800–850 м) среди структурных компонентов известняков значительным распространением пользуется сгустково-комочковый материал.

5. Особенностью фауны черемуховской толщи является широкое распространение эндемичных видов, приуроченных к темным известнякам. В первую очередь следует упомянуть виды брахиопод (*Protathyris praecursor* Kozl.) и остракодо. Состав остракод своеобразен. Для них характерно преобладание *Přibylites*, *Clavofabellina*, *Cavellina*, отсутствующих в разрезе петропавловской свиты р. Вагран, а также иных, чем в рифогенных известняках видов *Bairdiocypris*, *Healdianella*. С другой стороны, в сарайной свите не найдены представители *Libumella*, *Praepilatina*, *Saumella*, *Tricomina*, свойственные известнякам р. Вагран.

Существенную часть фауны составляют транзитные виды, известные как в сарайнинском, так и в саумском горизонтах р. Вагран (строматопораты, некоторые табуляты). Часть видов встречается только в сарайнинском горизонте (небольшое число) или только в саумском горизонте. К последним относятся ругозы *Soshkinella columnaris* Zhelt (скв. 441<sup>г</sup> у пос. Черемухово и обн. 8020 инт. 610 м, скв. 879<sup>г</sup> – р. Вагран). Существенно, что в Черемуховской толще (скв. 4141, 783<sup>г</sup>) появляются первые представители криноидей с четырехлопастным центральным каналом стебля (*Cupressocrinites* sp.), встреченные также в саумском горизонте р. Вагран (обн. 333/62, 336/62, 8020 инт. 850 м).

В соответствии с вышеизложенным известняки, подстилающие субровские бокситы, относятся на всем пространстве от р. Вагран до р. Сосвы к саумскому горизонту, за исключением района Кальинской сопки (Ново-Кальинское месторождение), где саумский горизонт отсутствует и отложения карпинского горизонта залегают на породах сарайнинского горизонта (сосвинской свите).

Отложения североуральского, сарайнинского и саумского горизонтов, описанные в окрестностях г. Североуральска, прослеживаются и севернее – в Ивдельском районе. В связи с проблемой соотношения сарайной и петропавловской свит представляют интерес разрезы по рекам Сев. Тощемке, Тосемье и Витим-Ятии. Здесь на туфопесчаниках и туфоконгломератах, залегающих в свою очередь на известняках сарайнинского горизонта, отмечается слоистая пачка серых и темно-серых известняков, мощностью 150–170 м. В известняках собраны *Parallelostroma multiplexum* Bogoyavl., *Amnestostroma fedorovi* (Yavor.), *Thamnopora faceta* Yanet, *Spongophylloides perfecta* (Wdkd.), *Protathyris praecursor* Kozl., *Clavofabellina abunda minor* Pol., *Cavellina* (*Invisibila*) *kamyshenkiensis* Pol., *Healdianella asymmetrica* Zenk. и др. Комплекс подобен сообществу фауны сарайной свиты Черемуховского месторождения. Выше слоистые известняки сменяются светлыми массивными водорослево-микрочомочковыми известняками, изредка

расслоенными, с теми же, но более редко встречающимися видами фауны. Перекрываются эти известняки массивными зернисто-детритовыми светлыми известняками вижайского горизонта пражского яруса с кораллами *Riphaeolites cf. vijaicus Yanet, Lyriellasma petshorensis (Soshk.)*, брахиоподами *Sphaerirhynchia cf. vijaica (Khod.)*, многочисленными остракодами *Microcheilina malobatschatskiensis uralensis Zenk., Bairdiocypris ivdelensis Zenk., Bekena borealis Zenk.* и др. Стратиграфическое положение аналогов сарайной свиты в этих разрезах служит еще одним доказательством принадлежности известняков сарайной свиты района пос. Черемухово к саумскому горизонту.

### ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТОЛЩ

Все горизонты североуральского разреза отражают этапность формирования отложений. Смене этапов предшествовало постепенное изменение структурно-текстурных особенностей пород и биоценозов. Границы этапов являются переломными рубежами в геологической истории, на которых отмечалась смена фауны и обстановок.

Основные этапы формирования толщ, начиная с североуральского времени, сводятся к следующему:

карбонатные породы верхов бобровского горизонта свидетельствуют о начале трансгрессии и постепенном переходе от прибрежных фаций к открытому мелкому морю. В этих условиях образуются массивные водорослевые известняки североуральского горизонта. Водоросли, по-видимому, мешали нормальному развитию фауны. Во второй половине североуральского времени усиливается гидродинамическая активность. Среди водорослевых разновидностей большее место начинают занимать органогенно-обломочные известняки, появляются карбонатные брекчии. К северу от р. Колонги отлагались хорошо отсортированные полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты с редкими прослоями гравелитов. Для североуральского времени в целом характерны относительно спокойные условия седиментации.

Переход к сарайнинскому времени связан с повышением базиса эрозии, широким развитием обломочных пород по всему району – в карбонатных и вулканогенно-осадочных образованиях. Карбонатное осадконакопление происходило в условиях расчлененного рельефа при влиянии течений, волновой эрозии. Характерно образование синседиментационных брекчий, карбонатных песчаников, обломочных известняков. Отмечается интенсивная пигментация гидроокислами железа. Существенную роль играли колониальные кораллы и криноидеи. На территории от 2-го Северного рудника до р. Сосьвы формировалась мощная толща туфоконгломератов, песчаников с

покровами и потоками базальтов. Наибольшую мощность эффузивы имеют в районе горы Кальинской, которая, вероятно, являлась вулканическим центром. Карбонатное осадконакопление неоднократно проявлялось, особенно в верхней части толщ. Мощность и частота карбонатных прослоев увеличивалась к югу и северу от горы Кальинской.

В саумское время происходит выравнивание условий, на всей территории устанавливается режим карбонатного, преимущественно водорослевого, осадконакопления. Несомненно иная обстановка была в районе к северу от горы Кальинской до р. Сосьвы, где отлагались комочково-сгустковые известняки. Они являлись наиболее мелководными среди водорослевых разновидностей и отлагались в зоне воздействия волновых движений и характеризовались замедленным осадконакоплением. Иной состав биоценоза, возможно, объясняется не только различием обстановки седиментации, но и некоторой изоляцией бассейна благодаря барьеру в районе горы Кальинской.

Известняки петропавловской свиты всеми исследователями рассматриваются как рифогенные, так как обладают рядом характерных признаков. В результате проведенных исследований выявлены особенности строения и развития петропавловского рифа. Основными породообразователями являются известковые водоросли и проблематичные образования – фистулеллы, местами кораллы. Породы массивны (кроме нижней части сарайнинского горизонта), присутствуют обломочные разности, широко развиты инкрустации. Известняки светлые чистые, содержание нерастворимого остатка до 1–2%. Породы большой мощности. Риф представлял собой сложный комплекс фаций, включая предрифовые и зарифовые фации. Образования петропавловской свиты не вполне соответствуют моделям современных рифов, так как здесь отсутствуют отложения фаций лагун и проливов, отделяющих риф от берега. Эти фации не установлены и в других районах восточного склона урала, где развиты аналоги петропавловской свиты.

### ВЫВОДЫ

Полученные данные позволяют уточнить в непрерывном карбонатном разрезе петропавловской свиты р. Вагран границы североуральского, сарайнинского и саумского горизонтов, дать их полную литологическую и фаунистическую характеристику, проследить распространение этих горизонтов к северу и к югу (рис. 3).

К северу от р. Колонги до пос. Калья нижней границе североуральского горизонта соответствует основание сосьвинской свиты. От р. Б. Калья до р. Сосьвы нижняя граница сарайнинского горизон-



та (и граница силура и девона) проходит внутри сосьвинской свиты, примерно на уровне грубо-обломочных туфоконгломератов с фауной сарайнинского горизонта. Верхняя граница сарайнинского горизонта соответствует кровле сосьвинской свиты. Темные известняки и песчаники пос. Черемухово (сарайная свита) отвечают саумскому горизонту. Известняки, подстилающие бокситовый (субровский) горизонт относятся на всем пространстве от р. Вагран до р. Сосьвы к саумскому горизонту за исключением горы Кальинской, где отложения карпинского горизонта залегают на породах сарайнинского горизонта.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Андронов С.М.* Некоторые представители семейства Pentameridae из девонских отложений окрестностей г. Североуральска. Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 55. 1961. 128 с.

Биостратиграфия и фауна раннего девона восточного склона Урала. М.: Недра, 1977. 246 с.

*Богоявленская О.В.* К характеристике эйфельских отложений западной бокситоносной полосы восточного склона Урала // Сов. геология. № 10. 1979. С. 75–84.

*Брейвель М.Г., Брейвель И.А., Богоявленская О.В. и др.* О границе силура и девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала // Граница силура и девона и биостратиграфия силура. Л.: Наука, 1971. С. 63–64.

*Брейвель И.А., Брейвель М.Г., Богоявленская О.В. и др.* Нижний девон и граница нижнего и среднего девона на восточном склоне Урала // Геология месторождений полезных ископаемых Урала и новые методы их изучения. Тезисы докладов Всес. н.-т. конференции молодых геологов и геофизиков. М.: Институт горного дела им. А.А. Скочинского, 1974. С. 133–135.

*Брейвель И.А., Брейвель М.Г., Богоявленская О.В. и др.* Нижний девон и граница нижнего и среднего девона на восточном склоне Урала // Биостратиграфия и условия образования палеозойских отложений Южного Урала и восточной окраины Русской платформы. Уфа: Баш. ФАН СССР, 1976. С. 13–21.

*Дубатолов В.Н., Чехович В.Д., Янет Ф.Е.* Табуляты пограничных слоев силура и девона Алтае-Саянской горной области и Урала // Кораллы пограничных слоев силура и девона Алтае-Саянской горной области и Урала. М.: Наука, 1968. С. 5–108.

Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой) // Материалы и решения IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания (Свердловск, 1990). Екатеринбург: Изд-во АОТ “Уральская геологосъемочная экспедиция”, 1994. 152 с.

*Пейве А.В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса // Материалы к познанию геол. строения СССР. Нов. сер. Вып. 4 (8). М.: Изд-во МОИП, 1947. 207 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: Изд-во АОТ “Уральская геологосъемочная экспедиция”, 1993. 151 с.

*Пронин А.А., Ходалевич А.Н.* Новые данные по стратиграфии среднего и верхнего палеозоя восточного

склона Урала // Геология и полезные ископаемые Урала. Вып. 1. М.–Л.: Госгеолиздат, 1947. С. 146–156.

*Ходалевич А.Н.* Некоторые новые и руководящие формы Уральского силура. Геология и геофизика. Вып. 1 // Тр. Уралгеолкома. Свердловск, 1938. С. 106–111.

*Шатров В.П., Шурыгина М.В.* Стратиграфическая позиция кайнотипных вулканитов северной части Тагильского погружения по биостратиграфическим данным // Новые данные по стратиграфии фанерозоя Урала и сопоставимых регионов. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР, 1987. С. 35–43.

*Штрейс Н.А.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала. Тектоника СССР. Том III. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 379 с.

*Шурыгина М.В., Брейвель М.Г., Брейвель И.А. и др.* Пржидольский ярус на Северном и Среднем Урале // Биостратиграфия и фауна среднего палеозоя Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 55–74.

Рецензенты Б.И. Чувашов, А.С. Алексеев

УДК 551.763.3(470.311/316)

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРНОГО ПОДМОСКОВЬЯ

© 2000 г. А. Г. Олферьев\*, В. С. Вишневецкая\*\*, Л. И. Казинцова\*\*\*,  
Л. Ф. Копаевич\*\*\*\*, Л. М. Осипова\*\*\*\*\*

\* Государственное предприятие "Геосинтез" (ПГО "Центргеология"),  
113105 Москва, Варшавское шоссе, 39а, Россия

\*\* Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН,  
109180 Москва, Старомонетный пер., 22, Россия

\*\*\* Всероссийский научно-исследовательский геологический институт,  
199106 Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия,

\*\*\*\* Московский государственный университет,  
119899 Москва, Воробьевы горы, Россия,

\*\*\*\*\* Центральная лаборатория Государственного геологического предприятия "Центргеология",  
123022 Москва, Звенигородское шоссе, 9, Россия

Поступила в редакцию 02.07.98 г.

Рассматриваются результаты изучения верхнемеловых отложений на юге Ярославской и северо-западе Владимирской областей. Доказывается, что хотьковские опоки, датированные рядом исследователей туроном, на самом деле имеют более молодой – коньяк-сантонский возраст. К турону же отнесены подстилающие опоки карбонатные глины, охарактеризованные типичными для этого яруса головоногими моллюсками, радиоляриями и нижнетуронским комплексом фораминифер. Они обособлены в черневскую свиту, для которой приведено описание стратотипических (голо- и парастратотипического) разрезов и установлен ареал ее распространения. Выказано предположение о существовании в туронском веке связи морских бассейнов, принадлежащих как Восточно-Европейской, так и Западно-Сибирской палеобиогеографическим провинциям.

**Ключевые слова.** Хотьковские опоки, туронский ярус, черневская свита, Московская синеклиза, известковые глины, алевроиты и песчаные опоки, фораминиферы, радиолярии.

Несмотря на более чем столетнюю историю исследований верхнемеловых отложений Московской синеклизы, их изученность и в настоящее время оставляет желать лучшего. Более или менее достоверно установлен сеноманский возраст песков варавинской серии, которые с размывом залегают на глинах относительно мощной парамоновской свиты верхнего альба. Датировка вышележащих терригенных и терригенно-кремнистых пород, слагающих большую часть верхнего отдела меловой системы, неоднозначна и до настоящего времени вызывает дискуссии (Кузьменко и др., 1997; Лаврова, 1971; Найдин, 1986).

Верхнемеловые отложения развиты, главным образом, севернее Москвы в пределах Клиинско-Дмитровской гряды и Юрьевского Ополя, протягиваясь субширотной полосой от Клиина и Солнечногорска на западе до Гаврилов Посада и Суздаля на востоке. Небольшие по площади останцы сохранились от четвертичного размыва в районе Калуги, между Зарайском и Михайловым, в окрестностях пос. Чучково и г. Шацка Рязанской области и на юге Москвы – в районе Теплого Стана.

### ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Первые попытки определить возраст надсеноманских терригенно-кремнистых отложений, получивших позднее (Никитин, 1888) название хотьковских опок, принадлежат И.Б. Ауэрбаху (Auerbach, 1865), который в доставленных ему образцах опок и трепелов, отобранных из пятнадцатиметровой выемки строившейся Александровской (ныне Северной) железной дороги в трех верстах от пос. Хотьково к г. Сергиев-Посад, установил отпечатки иноцерамов и других двустворчатых моллюсков, а также чешую, зубы и позвонки рыб. Среди иноцерамов им были определены *Inoceramus mytiloides* Goldf. и *I. brongniarti* Sow., что позволило этому исследователю скоррелировать хотьковские опоки с толщей мергелей пленера Германии и датировать их сеноманом (Auerbach, 1865).

В том же году Э. Эйхвальд (Eichwald, 1865) дополнил список иноцерамов видом *Inoceramus suevici* Sow. и на этом основании отнес хотьковскую кремнистую толщу вместе с подстилающими ее песками к турону. Позднее он же (Eichwald, 1865–

1868) переопредел установленный И.Б. Ауэрбахом *Inoceramus mytiloides* Mant. как *Inoceramus lobatus* Münt.

Спустя двадцать лет С.Н. Никитин в классическом труде “Следы мелового периода в России” (1888), опираясь на находки Г.А. Траутшольдом (Траутшольд, 1872) аммонитов *Schloenbachia varians* (Sow). в песках Варавинского оврага, отнес последние к сеноману, а вышележащие хотьковские опоки на основании изучения иноцерамов из собственных сборов в окрестностях пос. Хотькова, принадлежащих, по его мнению, *Inoceramus labiatus* (Schloth.), *I. aff. lobatus* Schlüt., и впервые описанному им же *I. russiensis* Nik. – к турону. Цитируемый исследователь параллелизовал хотьковские опоки с “белым мелом Орловской и Курской губерний” и считал их нижнетуронскими.

В 1900 г. А.П. Павлов скоррелировал хотьковские опоки с мергельно-меловой толщей Симбирской и Саратовской губерний и трепельно-опоковой толщей окрестностей Брянска. На основании заключенной в них фауны, типичной для зоны *Inoceramus borngniarti* плэнера Северной Германии (*Brongniarti-Plener*) и включающей в себя помимо вида-индекса еще и коньякские формы – *Inoceramus russiensis* Nik., *I. involutus* Sow., а в районе Брянска – верхнетуронский *Inoceramus sivei* Sow., А.П. Павлов посчитал, что хотьковские опоки не могут быть древнее верхнего турона, одновременно предполагая, что эмшерская трансгрессия, которая в коньяк-раннесантонское время захватила Среднее Поволжье, не достигла Московской и Владимирской губерний и верхний стратиграфический рубеж хотьковских опок должен быть ограничен туроном. Однако три года спустя он же (Павлов, 1903) относит хотьковские опоки к самой верхней части турона и основанию эмшера(коньяка), полагая, что в позднемеловую эпоху “море проникает наиболее далеко к северу к концу туронского и началу сенонского времени, когда оно затопляет и Московскую губернию” (с. 145).

В 1922 г. С.А. Добров (1922) высказался за эмшерский (коньяк-нижнесантонский) возраст слагающих “хотьковские опоки” глауконитово-глинистых песков, песчаников, глин и опок на основании определенных им *Inoceramus lamarcki* Park., *I. russiensis* Nik. и *Actinocamax verus* Müll. Здесь же было отмечено появление в песчанике из нижней части серии опок “следов галек в виде пустот, в которых можно предполагать следы размытой “сурки” основания турона орловско-курского типа” (с. 20).

Однако позднее этот исследователь (Добров, 1929) возвращается к точке зрения А.П. Павлова (1903) об эмшерском возрасте лишь верхней части хотьковского “горизонта”, начиная с подошвы пласта песчаника с пустотами. Нижележащую –

небольшую по мощности (3–4.5 м) толщу, слагающую низы хотьковского горизонта и “недостаточно охарактеризованную фауной” он предположительно отнес к турону.

И, наконец, два года спустя С.А. Добров (1932) возраст пласта базальных песчаников хотьковского горизонта считает проблематичным, но на колонке, иллюстрирующей его очерк, включает их в состав сеномана. Вышележащую глауконит-глинистую толщу мощностью всего в 1.0–2.5 м относит к турону, а перекрывающие ее песчаники с пустотами и отпечатками собранной этим исследователем фауны – *Inoceramus russiensis* Nik., *I. cf. involutus* Sow., *I. ex gr. cordiformis* Sow., *I. kleini* Müll., *I. lobatus* Schlüt., *I. lamarcki* Park., *I. percostatus* Müll. – к эмшеру.

Аналогичной точки зрения придерживался Б.М. Данышин (1947), который относил к турону нижнюю часть хотьковских опок, лежащих под выявленным С.А. Добровым песчаником с пустотами. Однако цитируемый исследователь, основываясь на находке С.А. Добровым *Inoceramus lamarcki* Park. в глауконит-кварцевом песчанике Теньтиковского карьера, увеличил мощность туронской части хотьковских опок на севере Московской области с 4.5 до, по крайней мере, 10 м.

Год спустя С.А. Добров (1948) уже более осторожно подходит к оценке возраста хотьковских опок, считая, что “наличие турона в Московско-Владимирском поле палеонтологически еще не обосновано” (с. 297). Нижняя, небольшая часть хотьковского горизонта, по его мнению, может быть только предположительно отнесена к турону. “Можно лишь считать, – полагает этот исследователь, – что его возраст не старше турона” (с. 298), но не более того. Описанный С.Н. Никитиным (1888) *Inoceramus labiatus* Schloth., по мнению С.А. Доброва, не принадлежит этому виду Шлотгейма. Упомянутого в работе Б.М. Данышина типично среднетуронского *Inoceramus lamarcki* Park. С.А. Добров приводит в едином списке коньякского комплекса иноцерамов, что подтверждается последними исследованиями И. Валащика (Walasyk, 1992): формы, близкие к *Inoceramus lamarcki* Park., рекуррируют в нижнем и среднем коньяке. Этот факт согласуется и с нашими исследованиями: по всему разрезу нижнеконьякской чернетовской свиты, обнажающейся на правом берегу Десны у д. Любожичи – в 46 км северо-восточнее г. Трубчевск Брянской области и охарактеризованной фораминиферами зоны *Gavelinella kelleri*, в мергелях были собраны и И. Валащиком определены *Inoceramus ex gr. lamarcki* Park.

Следует заметить, что С.А. Добров отмечал увеличение мощности предположительно туронских пород в восточном направлении и предполагал фациальное замещение слагающих их опок-видных песчаников, глинисто-слиудистых песков

и песчаных опок, развитых в районе Дмитрова, на черные песчаные глины в окрестностях Сергиева Посада, Юрьев-Польского и Гаврилов Посада и карбонатные глины близ г. Кольчугино. Литологические изменения описываемой части разреза С.А. Добров связывал с незначительным, но закономерным углублением седиментационного бассейна в области Рязанско-Костромского прогиба.

Представления о туронском возрасте нижней части хотьковских опок сохранились вплоть до наших дней. В монографии “Стратиграфия СССР. Меловая система” Д.П. Найдин (1986) к турону относит “нижнюю часть так называемых хотьковских опок, залегающих на сеноманских песках и состоящих из переслаивания трепелов, глин, песков и опоковидных песчаников” (с. 107), а к коньяку – верхнюю часть хотьковского горизонта, начинающуюся со “своеобразного окременного песчаника с пустотами” и представленную глинистыми трепелами, трепельными глинами, песками и песчаниками, в которых заключены *Inoceramus russiensis* Nik., *I. percostatus* Müll., *I. involutus* Sow. и *I. kleini* Müll.

Эта точка зрения противоречит выводам, полученным в результате проведенной в 1960–1966 гг. среднемасштабной государственной геологической съемки, которые были обобщены Г.В. Лавровой (1971) в IV томе “Геология СССР”. Ею хотьковские опокы Клинско-Дмитровской гряды на основании определений заключенных в них радиолярий, выполненных Р.Ф. Смирновой, были датированы сантоном. А к туронскому ярусу отнесены карбонатные кремнеземистые глины, известковистые пески и песчаники, развитые только в восточной части Клинско-Дмитровской гряды. В них были обнаружены белемниты *Gonioscapha intermedius* (Arkh.) и комплекс фораминифер, состоящий, по данным Р.Ф. Смирновой (включая опубликованные и фондовые материалы), которая изучала микрофауну по ядру многочисленных буровых скважин, из *Spiroplectamina praelonga* (Reuss), *Gaudryina angustata* Akim., *G. serrata* Franke, *Arenobulimina minima* Vass., *Valvulineria lenticula* (Reuss), *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *Globorotalites multiseptus* Brotz., *Eponides belorussiensis* Akim., *Gavelinella ex gr. ammonoides* (Reuss), *G. moniliformis* (Reuss), *G. vesca* (N. Byk.), *Lingulogavelinella globosa* (Brotz.), *Brotzenella belorussica* (Akim), *B. berthelini* (Kell.), *Cibicides polyraphes* (Reuss), *Cibicidoides praeeriksdalensis* (Vass.), *Hedbergella holzli* (Hagn.), *Praeglobotruncana umbriata* (Morn.), *Globotruncana globigerinoides* (Brotz.), *Reussella turonica* Akim., *Sitella gracilis* (Vass.), *Eouvigerina regularis* (Kell.), *Tappannina eouvigeriniformis* (Kell.), *Heterohelix globulosa* (Ehr.) и свидетельствующий, по мнению этого палеонтолога, о турон-коньякском возрасте вмещающих пород. Однако Г.В. Лаврова, основываясь на отсутствии

в комплексе фораминифер типичного, по ее мнению, коньякского вида *Stensioeina emscherica* Bar., ограничила возраст этой ассоциации туронским веком.

Одновременно с фораминиферами, изученными Р.Ф. Смирновой (Лаврова, 1971), в рассматриваемых отложениях были обнаружены и определены радиолярии *Cromyodruppa concentrica* Lipm., *Spongodiscus volgensis* Limp., *Orbiculiforma impressa* (Lipm.), *Stilodictya delicatula* Lipm. и *Histiastrum aff. tetracantum* Lipm. Все приведенные формы имеют широкий (туронмаастрихт) стратиграфический диапазон, за исключением вида *Stilodictya delicatula* Lipm., распространение которого ограничено туроном.

### ТУРОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Обобщение материалов по верхнемеловым отложениям Московской синеклизы показало, что известковые глины, подстилающие толщу кремнеземистых пород хотьковского горизонта, повсеместно (за исключением зон ледниковой экзарации) развиты в пределах Кольчугинского и Юрьев-Польского районов Владимирской области. Кроме того, небольшие по площади фрагменты бывшего поля распространения этих глин сохранились на западе Суздальского района, где последние обнажены в овраге близ с. Андреевское. Севернее карбонатные глины были вскрыты скважинами на юге Гаврилов-Посадского района Ивановской области. В Ярославской области описываемые отложения установлены юго-западнее г. Переславль-Залесский в окрестностях д. Кошелево. Наиболее мощные и, по-видимому, полные разрезы были вскрыты южнее пос. Берендеево у урочища Чернево и у д. Потанино южнее Переславля-Залесского. Небольшой по мощности фрагмент туронских отложений зафиксирован на крайнем западе Владимирской области скважиной 130 у д. Лобково Александровского района. Схематическая карта распространения описываемых отложений приведена на рис. 1.

Соотношение глин с подстилающими и перекрывающими напластованиями проиллюстрировано на прилагаемых геологических профилях (рис. 2, 3). В соответствии с принятой Региональной межведомственной стратиграфической комиссией по Центру и Югу Русской платформы (03.12.1992) стратиграфической схемой меловых отложений Московской синеклизы на них выделены верхнеальбская парамоновская свита, сеноманские яхромская и ляминская свиты, а также нижнетуронская черневская свита, которая местами перекрыта нижнеконьякской потанинской толщей. Вышележащие “хотьковские опокы”, обособленные в хотьковский горизонт, который условно сопоставлен с нерасчлененными коньяк-

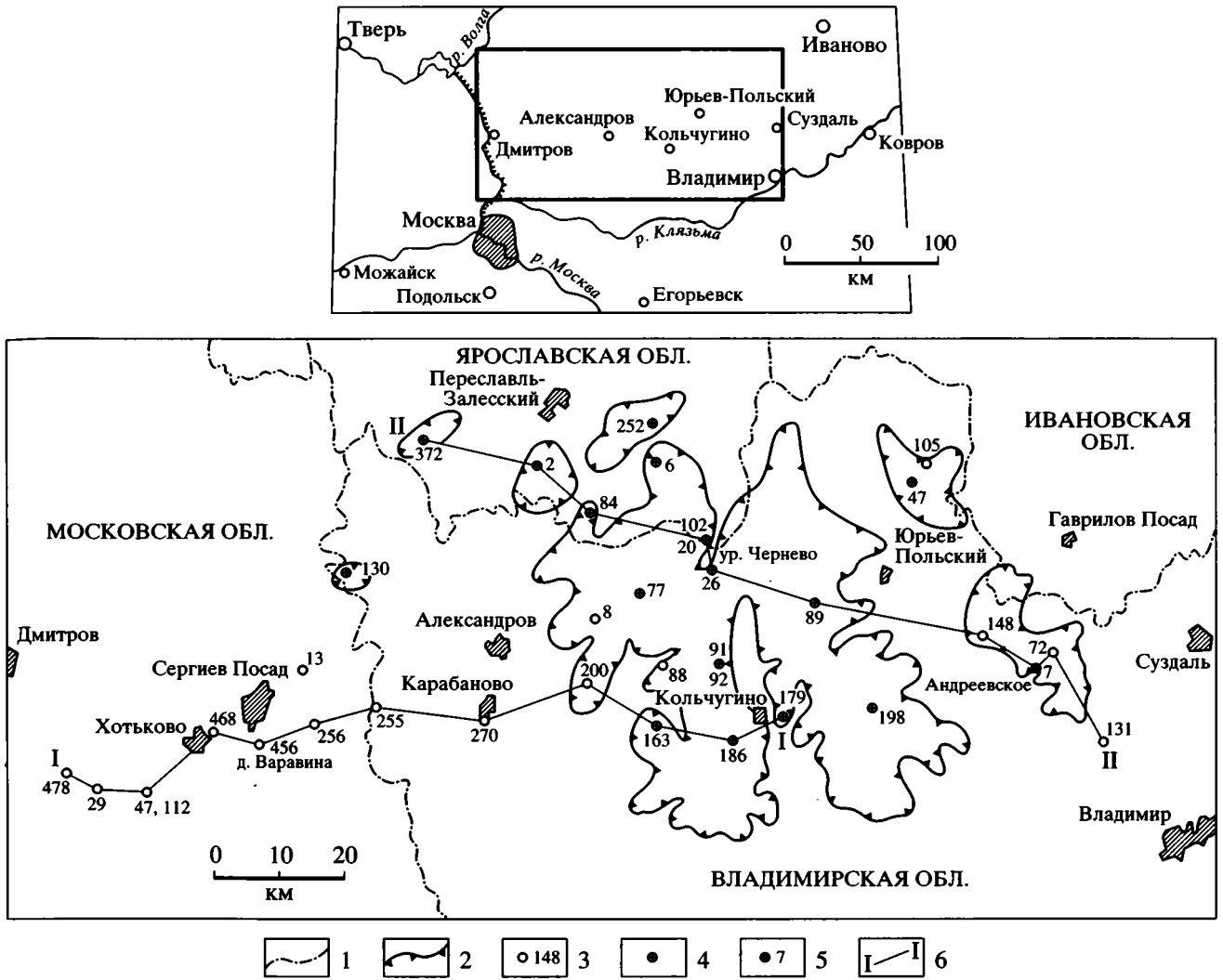


Рис. 1. Схематическая карта распространения черневской свиты.

1 – границы областей; 2 – граница распространения черневской свиты; 3 – буровая скважина и ее номер; 4 – буровые скважины, по которым были определены фораминиферы; 5 – обнажение и его номер; 6 – линия геологического профиля и его номер.

сантонскими ярусами и разделен на загорскую, дмитровскую, теньтиковскую свиты и годуновскую толщу (Олферьев, 1986; Кузьменко и др., 1997). Первой отвечает совокупность хотьковских опок, лежащих под песчаником с пустотами или “турон” С.А. Доброва и Д.П. Найдина. Второй – песчаники с пустотами и перекрывающие их пески и алевролиты; третьей – трепела и опоки. В наиболее полных разрезах над теньтиковскими трепелами появляются песчаники годуновской толщи. До настоящего времени из всех перечисленных выше местных стратиграфических подразделений, которые были предложены А.Г. Олферьевым, лишь для парамоновской, яхромской и ляминской свит были опубликованы требуемые Стратиграфическим кодексом сведения (Олфе-

рьев, 1986). Остальные стратотипы, широко используемые на практике в качестве условно-валидных стратиграфических единиц (Брагина, 1994; Кузьменко и др., 1997), еще не получили должного освещения в печати. Настоящая работа частично восполняет этот пробел.

Авторами данной статьи было проведено изучение двух опорных разрезов, которые служат стратотипом (голо- и парастратотипами) черневской свиты. Голостратотипом выбран интервал 37.3–47.0 м скв. 102, пройденной вблизи ур. Чернево, где Геоцентром “Москва” в 1996 г. был продублирован разрез скв. 20, пробуренной в 1964 г. при среднемасштабной геологической съемке Московской геолого-гидрогеологической экспедицией ГУЦР, в котором была зафиксирована

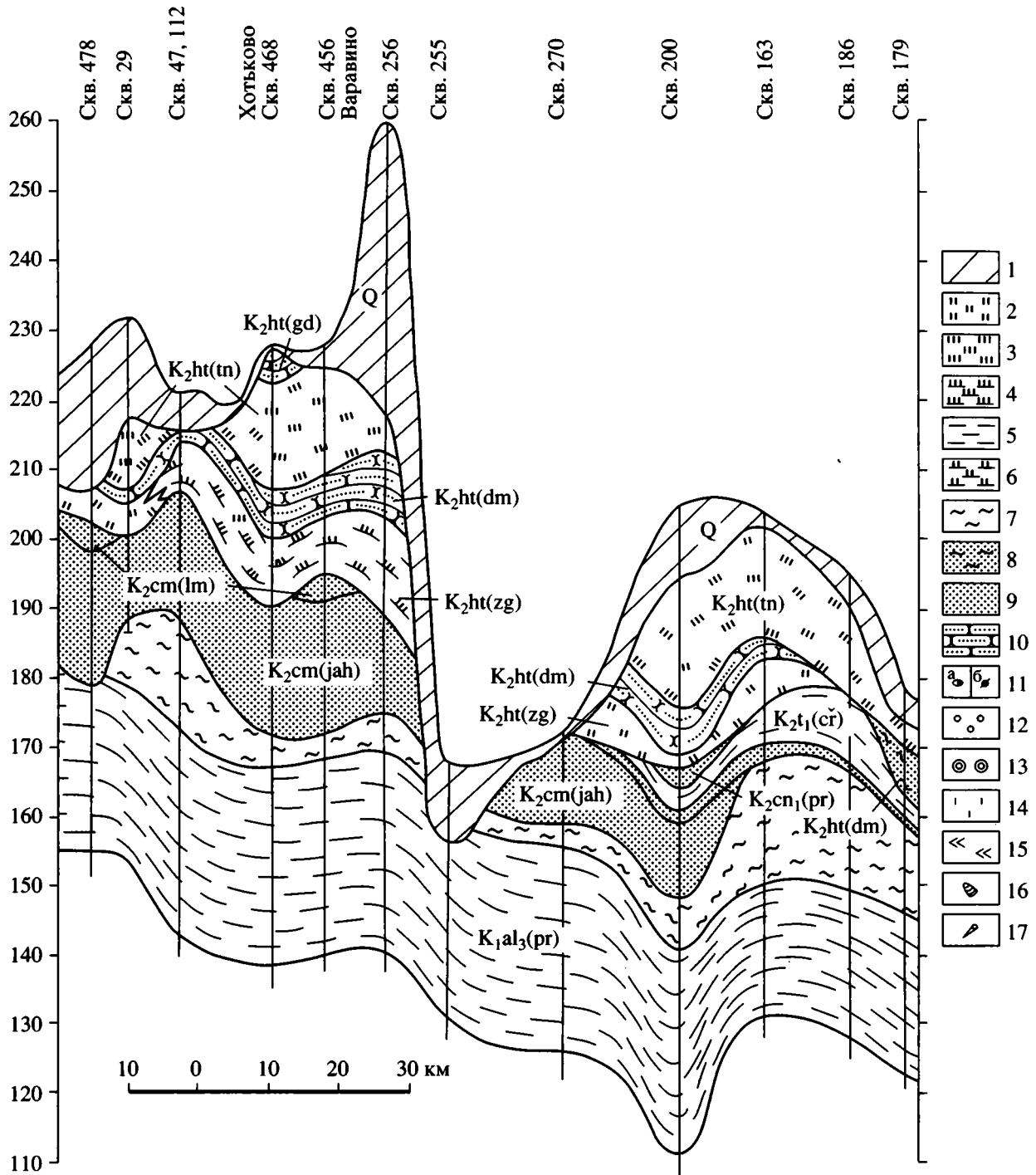


Рис. 2. Геологический профиль по линии I-I.

1 – суглинок; 2 – опока; 3 – трепел; 4 – трепел глинистый; 5 – глина; 6 – глина окремненная; 7 – алеврит; 8 – алеврит песчаный; 9 – песок; 10 – песчаник; 11 – фосфорита (а – конкреции, б – галька); 12 – галька кремня; 13 – оолиты; 14 – известковистость; 15 – слюдистость; 16 – ионоцерамы; 17 – белемниты.

Индексами обозначены: верхнеальбская парамоновская свита –  $K_1al_3(pr)$ , сенманские: яхромская –  $K_2cm(jah)$  и ляминская –  $K_2cm(lm)$  свиты, нижнетуронская черневская свита –  $K_2t_1(cr)$ , нижнеконьякская потанинская толща –  $K_2cn_1(pr)$ ; коньяк-сантонский (?ранний кампан) хотьковский горизонт – ( $K_2ht$ ), подразделенный на загорскую  $K_2ht(zg)$ , дмитровскую  $K_2ht(dm)$ , теньтиковскую  $K_2ht(tn)$  свиты и годуновскую  $K_2ht(gd)$  толщу (Олферьев, 1986; Кузьменко и др., 1997).

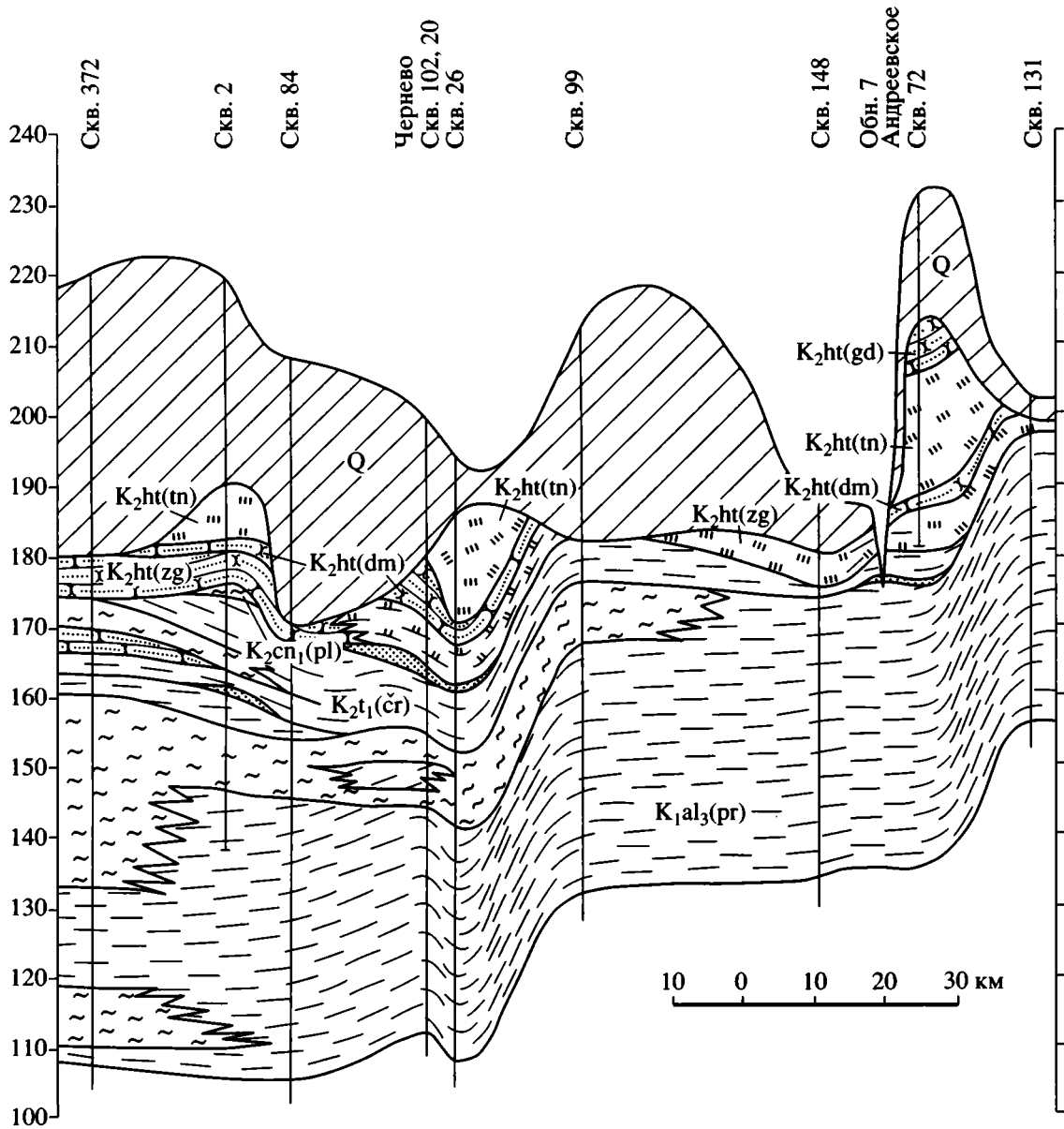


Рис. 3. Геологический профиль по линии II-II.  
Условные обозначения см. на рис. 2.

максимальная мощность туронских отложений. Рядом со скв. 102 дополнительно была пройдена скв. 101, керн которой также проанализирован нами.

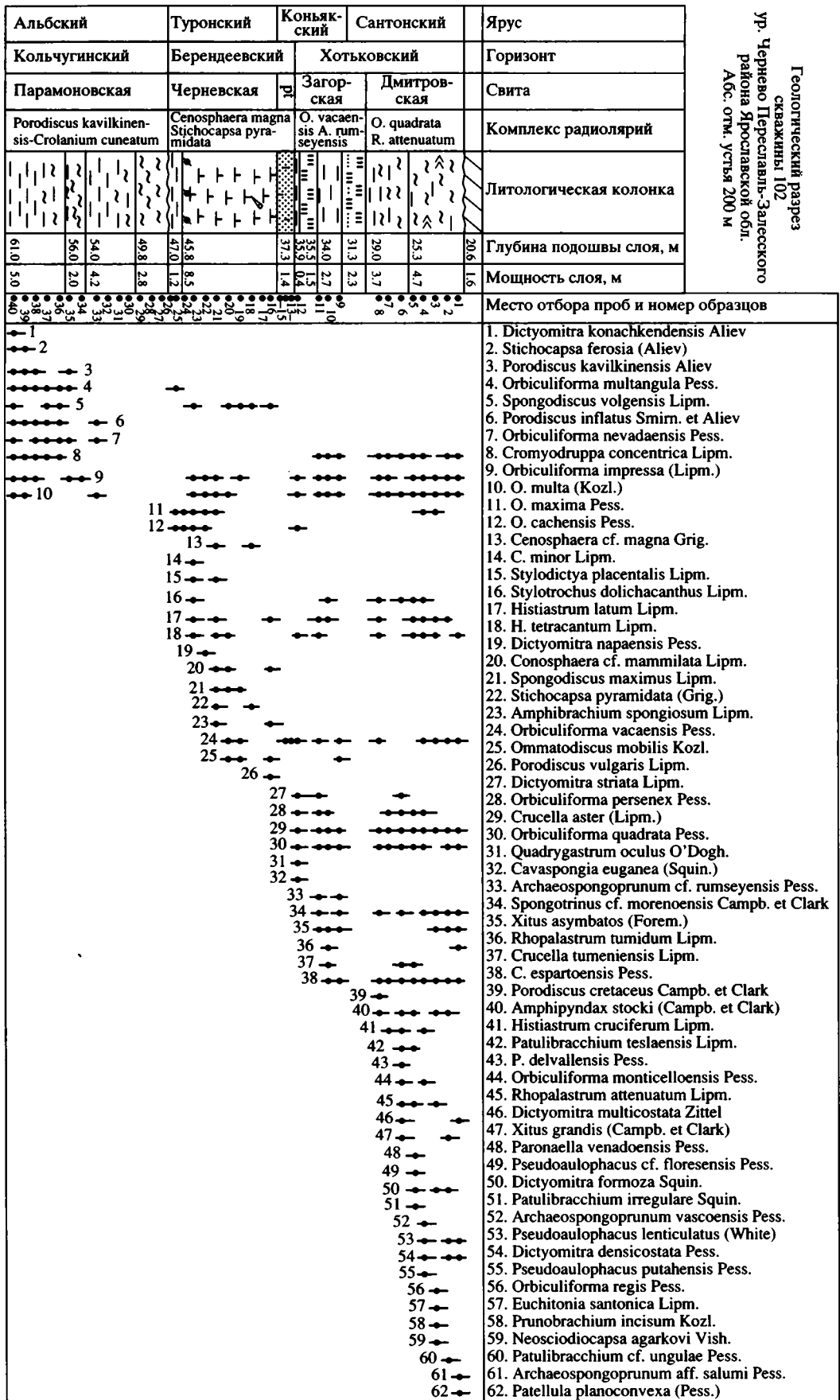
*Разрез скв. 102  
(ур. Чернево, Ярославская область)*

Скважины 101 и 102 пройдены в 0.5 км западнее урочища Чернево у поворота дороги в д. Бектышево в 13 км восток-юго-восточнее пос. Берендеево Переславль-Залесского района Ярославской области. Вскрытый этими скважинами

разрез меловых отложений представлен следующим образом.

Под моренными суглинками, подошва которых зафиксирована на глубине 20.6 м, были пройдены:

*Дмитровская свита.* Инт. 20.6–25.3 м. 1. Алеврит тонкий до грубого, темно-серый, глинистый, интенсивно биотурбированный – тонкие ходы илоедов заполнены более темной глинистой массой, с кулисообразно расположенными прослойками светло-серого алеврита и темно-серой алевритовой глины. С глубиной глинистость алеврита заметно уменьшается и порода приобретает светло-серую окраску, а вблизи подошвы



Геологический разрез  
скажины 102  
ур. Чернево Переславль-Залесского  
района Ярославской обл.  
Абс. отм. устья 200 м

Рис. 4. Распространение радиоларий в разрезе меловых отложений, вскрытых скв. 102. Условные обозначения см. на рис. 2.



содержание глинистых частиц вновь возрастает. Переход в нижележащий слой постепенный.

Инт. 25.3–29.0 м. 2. Алеврит тонкий темно-серый, глинистый, слюдястый, практически без следов биотурбации осадка, с нечетко выраженной тонкой субгоризонтальной слоистостью, обусловленной чередованием слоев в различной степени обогащенных глинистым материалом, а также присыпками светло-серого алеврита. К подошве содержание пелитового материала заметно возрастает и с глубины 27.0 м алеврит переходит в алевритовую, а с глубины 28.0 м чистую черную глину. Контакт с нижележащим слоем очень четкий.

В отобранных из слоев 1 и 2 восьми образцах были обнаружены многочисленные радиолярии хорошей сохранности, объединенные изучавшей их Л.И. Казинцовой в комплекс с *Orbiculiforma quadrata*–*Rhopalastrum attenuatum*. Полный видовой состав комплекса приведен на рис. 4. Это сообщество имеет много общих видов с сантон-кампанской зоной *Dictyomitra striata* из славгородской свиты (Липман, 1962) Западной Сибири и комплексами радиолярий *Prunobracchium crassum* (верхний сантон) и *Patulibrachium petroleumensis* (нижний кампан) бассейна р. Уса в Приполярном Предуралье (Амон, 1994), а также с позднесантонско-среднекампанской ассоциацией Подмосковья (хотьковской серии по Брагиной, 1994) и Калифорнии (Pessagno, 1976).

*Загорская свита.* Инт. 29.0–31.3 м. Выход керна (в/к) 2.0 м 3. Опока серая, крепкая, тонкоалевритистая слабо слюдястая, с крупными хорошо очерченными ходами илоедов, выполненными более светлым кремнистым (опаловым) веществом, в котором заключены тонкие и мелкие зерна глауконита. С глубиной в опоке появляется примесь песчаной мелкозернистой фракции, состоящей из глауконита, и к подошве опока постепенно переходит в более темный пятнистый песчаник с базальным кремнистым цементом. Нижний контакт очень четкий.

Инт. 31.3–34.0 м, в/к 1.4 м 4. Глина тощая, весьма тонкоалевритистая, темно-серая до черной, слабо слюдястая, неравномерно окремненная, неслоистая, массивная. Переход в нижележащий слой постепенный.

Инт. 34.0–35.5 м, в/к 0.9 м 5. Опока серая до темно-серой, неравномерно глинистая, слабо алевритистая и слюдястая, местами крепкая, с пустотами от выщелоченных ростров белемнитов, принадлежащих, по мнению Д.П. Найдина, роду *Belemnitella*, и отпечатками растворенного призматического слоя иноцерамов. Переход в нижележащий слой постепенный.

Инт. 35.5–35.9 м, в/к 0.4 м 6. Глина тощая темно-серая, тонкоалевритистая, слабо слюдястая, интенсивно биотурбированная: тонкие ветвящиеся ходы илоедов выполнены светло-серым неглинистым алевритом. Нижний контакт четкий.

В трех образцах из глин слоя 4 и одном из слоя 6 были обнаружены многочисленные радиолярии, образующие комплекс с *Orbiculiforma vacaensis*–*Archaeospongoprunum rumseyensis*. В нем встречаются виды, которые типичны для коньякских зон *Ommatodiscus modilis* бассейна р. Уса Приполярного Предуралья (Амон, 1994) и *Alievium praegal-*

*lowayi* Калифорнии (Pessagno, 1976). С другой стороны, в нем присутствуют таксоны, известные из нижнесантонского комплекса *Theocampe animula*, также установленного Э.О. Амоном (1994) в бассейне р. Уса, а также с комплексом, установленным Л.Г. Брагиной (1994) в дмитровской и тентиковской свитах разрезов Хотьково, Варавино и Псарево Сергиев-Пасадского района. Белемнителлы, по данным Д.П. Найдина (1964), обычно появляются с начала сантона, хотя по нашим сборам представители этого рода отмечались и в коньякском ярусе Воронежской антеклизы. Вероятнее всего, с учетом стратиграфического положения в разрезе загорская свита должна отвечать большей части коньякского яруса и нижнему сантону.

*Потанинская толща.* Инт. 35.9–37.3 м, в/к 1.4 м 7. Песок тонкозернистый, серый, кварцевый, известковистый, на отдельных участках с прослоями темно-серой карбонатной интенсивно биотурбированной глины, в которой ходы крупных роющих организмов (вероятно, талассиноидов), выполнены песком основной породобразующей массы. К подошве песок сцементирован карбонатным материалом в слабый песчаник. Нижний контакт относительно четкий.

Пески содержат фораминиферы, которые образуют комплекс, характерный для нижнего коньяка (рис. 5). Здесь присутствуют *Ataxophragmium nautiloides* Brotzen, *Osangularia whitei* (Brotzen), *Stensioeina praeexsculpta laevigata* Akim., *S. aff. emscherica* Bar., *Eponides concinnus* var. *concinna* Brotzen, *Gavelinella giedroyci* Crig., *G. cf. kelleri* (Mjatl.), *G. cf. praeinfrasantonica* (Mjatl.), *Cibicidoides praeeriksdalensis* Vass. (табл. I), *Reussella kelleri* Vass., указывающие, вероятнее всего, на раннеконьякский возраст верхов черневской свиты. Одновременно с фораминиферами были обнаружены радиолярии вида *Orbiculiforma vacaensis* Pess., распространенные от турона до нижнего сантона включительно.

*Черневская свита.* Инт. 37.3–45.8 м, в/к 8.5 м 8. Глина тощая, алевритистая, серая до темно-серой, в сухом состоянии пепельно-серая, известковая, с неясно выраженной тонкой субгоризонтальной слоистостью, обусловленной присыпками светло-серого алеврита с примесью глауконитовых зерен, на отдельных участках интенсивно биотурбированная – ходы илоедов выполнены светло-серым слюдястым алевритом или белесым карбонатным веществом. В глине обнаружен обломок ростра белемнита. В подошве слоя отмечено стяжение песчаного фосфорита. Нижний контакт не очень четкий.

В нижней части слоя (интервал 40.0–45.8 м) установлен обедненный комплекс фораминифер, представленный в основном мелкими секреторными формами, присутствие среди которых *Eponides belorusiensis* Akim., *E. monterelensis* Marie, *E. cf. turonicus* Lipn., *Gavelinella nana* (Akim.), *G. vesca* (N. Вык.), *Cibicides polytraphes polytraphes* (Reuss), *C. cf. lepidus* Plotn., *Praebulimina reussi* (Morrow) и *Tarpanina eouvigeriniformis*

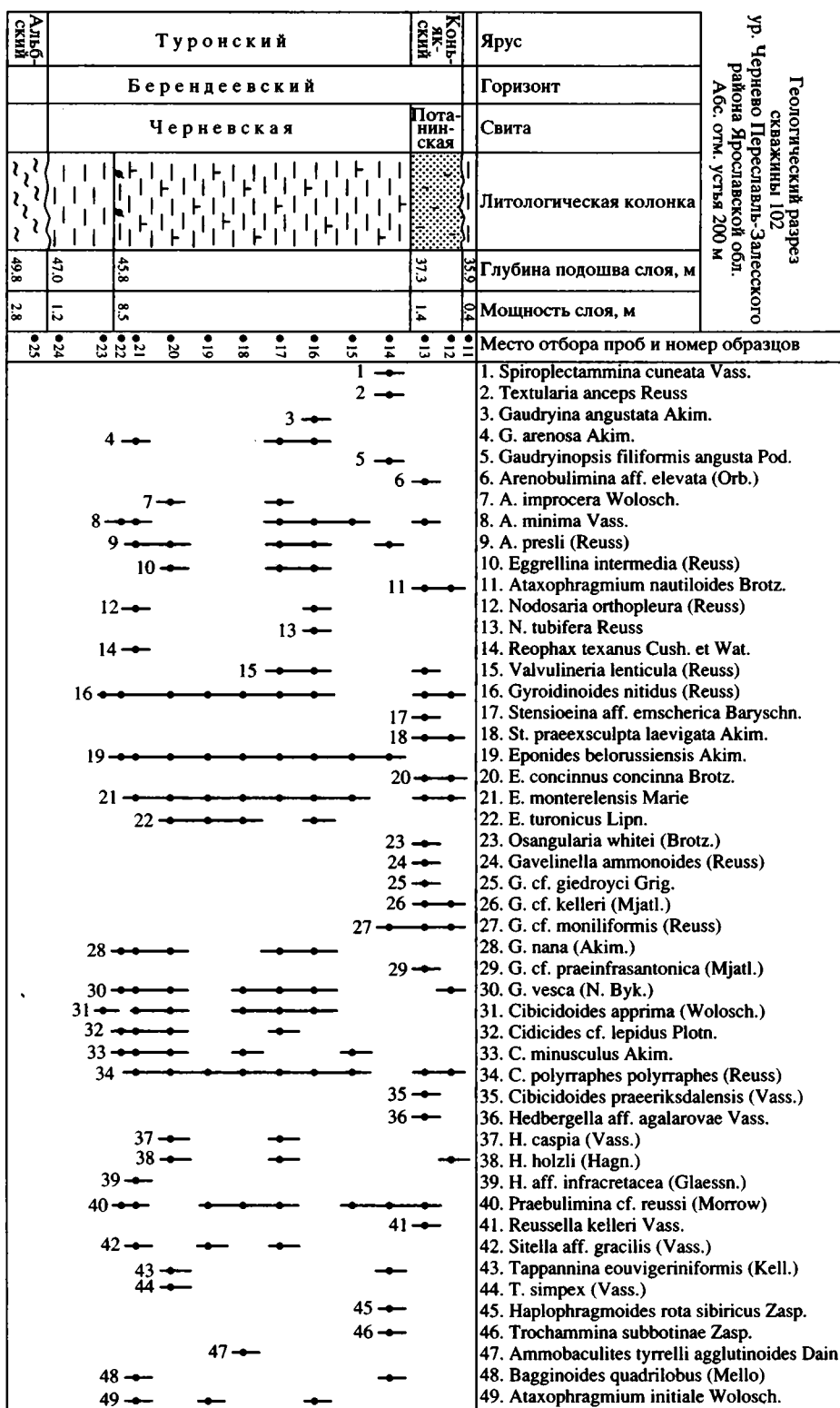


Рис. 5. Распространение фораминифер в черневской свите и потанинской голше, вскрытых скв. 102. Условные обозначения см. на рис. 2.

(Keller) наряду с агглютинирующими *Gaudryina arenosa* Akim., *Arenobulimina minima* Vass., *A. presli* (Reuss) указывает на нижнетуронский возраст глин (табл. I). В верхней части описываемого слоя в комплексе фораминифер увеличивается количество раковин *Gaudryina arenosa* Akim. при одновременном появлении агглютинирующих фораминифер, характерных для зоны *Gaudryinopsis filiformis angusta* Западной Сибири. Последние становятся доминантными в рассматриваемой ассоциации. Своеобразие описываемого комплекса заключается в том, что в нем наряду с видами, встречающимися почти повсеместно в туронских отложениях от Мангышлака и Прикаспия до Вольно-Подольи, присутствуют формы, типичные для фораминиферо-комплексов кузнецовской свиты Западной Сибири и ранее не встречавшихся в туроне Русской платформы – *Gaudryinopsis filiformis angusta* Pod., *Textularia anceps* Reuss, *Trochammina subbotinae* Zasp., *Naplophragmoides rota sibiricus* Zasp., *Bagginoides quadrilobus* (Mello) и *Ammobaculites tyrrelli agglutinoides* Dain. Зона *Gaudryinopsis filiformis angusta* при двучленном делении турона в Западной Сибири отвечает нижнему и частично верхнему подъярусам.

В глинах черневской свиты установлен комплекс радиолярий, состоящий из 18 видов (рис. 5). Среди них следует отметить появляющийся в альбе, но заканчивающий свое развитие в туроне вид *Orbiculiforma multangula* Pess.; типично туронскими формами являются *Cavidiscus fiskensis* Pess., *Cenosphaera magna* (Grig.) и *Stichocapsa pyramidata* (Grig.) (табл. II–III). Только из черневской свиты в Московской синеклизе известны виды *Dictyomitra paraensis* (Pess.), *Stylodictya placentalis* Limp., *Conosphaera cf. mammilata* Lipm., *Spongodiscus maximus* Lipm. и *Ommatodiscus mobilis* Kozl. Остальные представители данного комплекса – *Orbiculiforma cachensis* Pess., *O. vacaensis* Pess., *Spongodiscus volgensis* Lipm., *Cenosphaera minor* Hipm., *Porodiscus vulgaris* Lipm., *Amphibrachium spongiosum* Lipm., *Dictyomitra multicostata* Zittel и др., установлены и в вышележащем хотьковском горизонте. Приведенное сообщество тождественно туронскому комплексу с *Cenosphaera magna*–*Stichocapsa pyramidata* из кузнецовской свиты Зауралья (Амон, 1985; Амон, Папулов, 1989). Последняя на основании заключенных в ней фораминифер зон *Gaudryinopsis filiformis angusta* и *Pseudoclavulina hastata* отвечает туронскому ярусу в его полном объеме (Амон и др., 1987). Близкие к описанному комплексу радиолярий известны и из турона более восточных районов Западной Сибири (Липман, 1962; Козлова и Горбовец, 1966).

Инт. 45.8–47.0 м, в/к 1.2 м 9. Глина тощая темно-серая, чуть более темная по сравнению с вышележащим слоем, некарбонатная, с линзочками светло-серого неглинистого алевролита, слабо слюдястая. Контакт с нижележащим слоем довольно четкий.

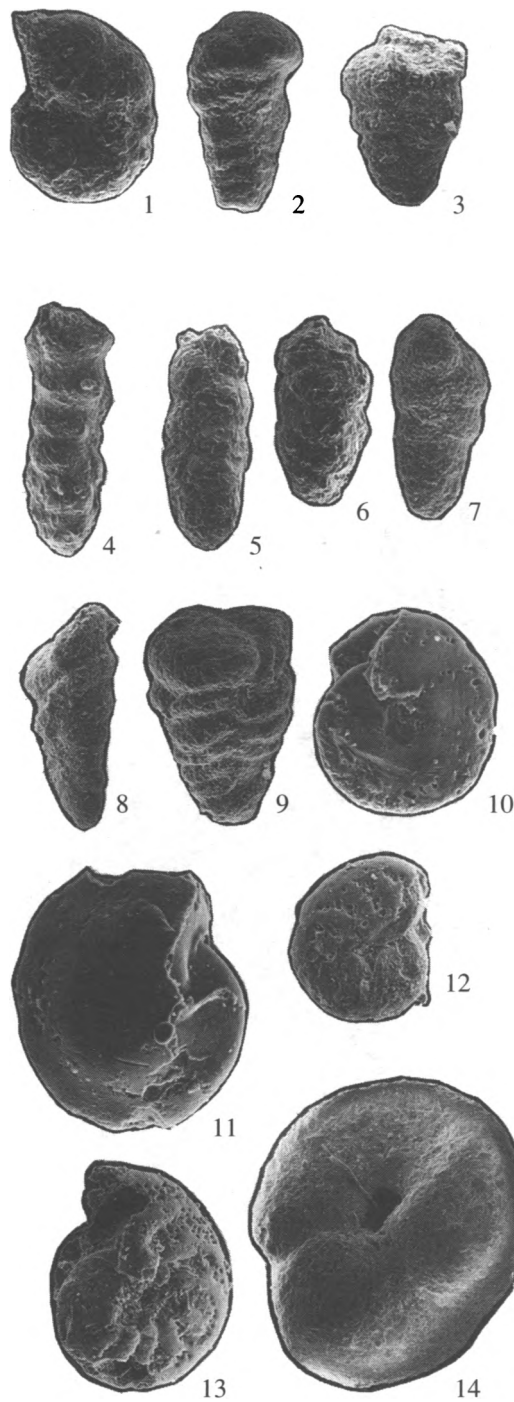
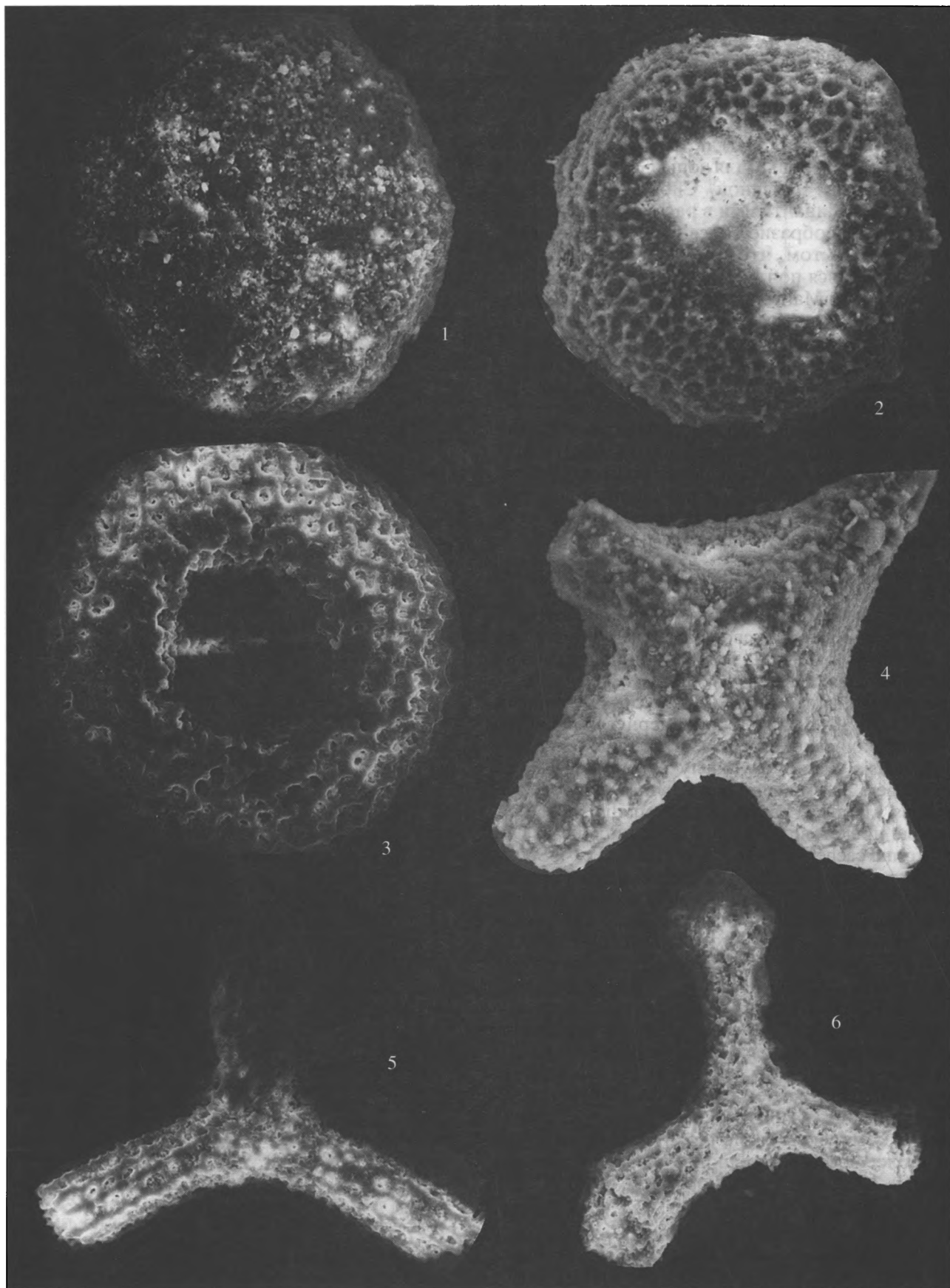


Таблица I. Фораминиферы черневской свиты (нижний турон) и потанинской толщи (нижний коньяк) из керн скважин 101, 102, пробуренных у д. Чернево (Ярославская область).

1 – *Naplophragmoides rota sibiricus* Zasp., ×80, скв. 101, гл. 38.0 м, нижний турон. 2, 3 – *Textularia anceps* Reuss, ×100, скв. 101, гл. 38.0 м, нижний турон. 4–6 – *Gaudryinopsis filiformis* (Berth.), ×80, скв. 101, гл. 38.0 м, нижний турон. 7–9 – *Verneuilinoides* sp., ×100, скв. 101, гл. 38.0 м, нижний турон. 10, 11 – *Sibicidoides praeeriksdalensis* (Vass.), ×200, скв. 102, гл. 37.0 м, нижний коньяк. 12, 13 – *Gavelinella praeinfrasantonica* (Mjatl.), ×100, скв. 102, гл. 37.0 м, нижний коньяк. 14 – *Ataxophragmium nautioides* Brotzen, ×50, скв. 102, гл. 37.0 м, нижний коньяк.



В глинах обнаружены единичные фораминиферы *Gyroidinoides* sp. и *Cibicidoides apprima* (Wolosch.), радиолярии *Orbiculiforma cachensis* Pess., *O. maxima* Pess., *O. multangula* Pess., *Pessagnobrachia clavata* (Squinabol), *P. fabianii* (Squinabol) (табл. II). Последние две формы характерны для нижнего турона Италии (O'Dogherty, 1994) и Словакии (Sykora et al., 1997).

*Парамоновская свита.* Инт. 47.0–49.8 м, в/к 2.8 м 10. Алеврит темно-серый с зеленоватым оттенком, от грубого близ кровли до тонкого к подошве, неравномерно глинистый, слюдястый, с тонкими (до 3 мм) прослойками темно-серой тонкоалевритистой глины. Переход в нижележащий слой постепенный.

Инт. 49.8–54.0 м, в/к 4.0 м 11. Глина тощая, тонкоалевритистая, близ кровли алевритовая, темно-серая, интенсивно биотурбированная: ходы илоедов тонкие, ветвящиеся, хаотично расположенные, выполнены светло-серым алевритом. С глубиной содержание алевритовой фракции уменьшается. Слой 10 и 11 образуют единый регрессивно построенный ритм. Нижний контакт четкий.

Инт. 54.0–56.0 м, в/к 2.0 м 12. Алеврит грубый, кварцевый, серый, слабо глинистый, но с глубиной глинистость породы возрастает, в нем появляются тонкие прослойки темно-серой тонкоалевритистой слабо биотурбированной глины. Переход в нижележащий слой постепенный.

Инт. 56.0–61.0 м, в/к 3.4 м 13. Глина тощая, темно-серая, тонкоалевритистая, близ кровли с линзочками и клиновидными прослоями светло-серого алеврита. С глубиной содержание алевритового материала возрастает.

В породах парамоновской свиты, начиная с глубины 53.5 м (слои 11, 12 и 13), содержится обедненный верхнеальбский комплекс радиолярий *Porodiscus kavilkinensis*-*Crolanium cuneatum* (Казинцова и др., 1997). Здесь отсутствуют представители рода *Crolanium*, зато установлены характерные для этой ассоциации виды *Porodiscus inflatus* Smim. et Aliev, *P. kavilkinensis* Aliev, *Orbiculiforma multangula* Pess., *O. nevadaensis* Pess., *Stichocapsa ferosia* (Aliev) и *Dictyomitra konachkendensis* Aliev.

*Разрез обнажения Андреевское  
(Владимирская область)*

Второй исследованный разрез, рекомендуемый в качестве парастратотипа черневской свиты, расположен во Владимирской области – в 34 км к северо-западу от областного центра, где в правом борту оврага, открывающегося слева в долину р. Яхромы, в 0.6 км восток-юго-восточнее памятника в с. Андреевское Юрьев–Польского района

и в 0.3 км западнее дороги Владимир–Юрьев-Польский, обнажаются (снизу вверх) (рис. 6):

*Парамоновская свита.* 1. Глина темно-серая, алевритистая, слабо слюдястая, слабо биотурбированная, со стяжениями пирита, плотная. Видимая мощность слоя 1.0 м.

В глинах заключены немногочисленные радиолярии *Orbiculiforma multangula* Pess., *O. nevadaensis* Pess., *Stichocapsa ferosia* (Aliev) и *Theosampe cylindrica* Smim. et Aliev (определения В.С. Вишневецкой), характерные для парамоновской свиты (Казинцова и др., 1997).

*Черневская свита.* 2. Песок тонкозернистый, темно-серый со слабым зеленоватым оттенком, кварцевый, алевритовый, глинистый, с гнездами более светлого мелкозернистого песка, неслоистый, с равномерным рассеянными по всему слою желваками фосфоритов размером до 1–2 см. В основании слоя скопление конкреций фосфорита размером до 4 см, гальки сидерита, катунов сидеритизированных глин и окисленных стяжений пирита, обуславливающих четкий характер контакта с нижележащими глинами. Мощность слоя 0.9 м.

3. Глина известковая до мергеля сильно глинистого, серая и светло-серая, в нижней части слоя (0.3 м) сильно алевритовая с мелкими (до 1 см) желваками фигурных фосфоритов и следами биотурбации осадка – ходы илоедов тонкие (до 1 мм диаметром), их длина не превышает 4 см. В верхней части слоя появляются редкие линзочки, обогащенные светлым алевритовым материалом, и мелкоиздробленным раковинным детритом. Переход в нижележащий слой постепенный. Близ кровли (верхние 0.2 м) глины сильно элювируются и ожелезнены. Контакт с перекрывающимися отложениями очень четкий. Мощность слоя – 3.0 м.

Оба слоя черневской свиты охарактеризованы фораминиферами. В песках установлены *Gaudryina tricarinata* (Orb.), *G. serrata* Franke, *Gaudryinopsis* aff. *filiformis* (Berth.) и *Marssonella* cf. *oxycona* Reuss. В основании слоя глин комплекс фораминифер обогащается за счет появления очень мелких секреторных форм, среди которых *Globotalites turonicus* Kaever, *Eponides beloruensis* Akim., *E. monterelensis* Marie, *E. turonicus* Lipn., *Gavelinella vesca* (N. Byk.), *Gibicides polytraphes polytraphes* (Reuss) и *C. lepidus* Plotn. обычно характеризуют нижнетуронские отложения. Среди агглютинирующих форм здесь появляются туронские *Arenobulimina minima* Vass. и характерные для этого же яруса Западной Сибири *Gaudryinopsis filiformis* (Berth.) и *Ammobaculites fragmentarius agglutiniformis* Pod. Полный состав комплекса приведен на рис. 6. Верхняя часть слоя глин содержит лишь единичные агглютинированные раковины фораминифер – *Gaudryina arenosa* Akim., *G. tricarinata* (Orb.), *G. serrata* Franke, *Gaudryinopsis*

**Таблица II.** Радиолярии черневской свиты (нижний турон) из керна скв. 102, пробуренной у д. Чернево (Ярославская область), и обн. Андреевское (Владимирская область).

1 – *Cavidiscus fiskensis* Pessagno, ×300, скв. 102, гл. 38.0 м, нижний турон. 2 – *Orbiculiforma cachensis* Pessagno, ×300, скв. 102, гл. 43.0 м, нижний турон. 3 – *O. vacaensis* Pessagno, ×400, обн. Андреевское, гл. 13.1 м, нижний турон. 4 – *Crucella cachensis* Pessagno, ×400, обн. Андреевское, гл. 11.6 м, нижний турон. 5 – *Pessagnobrachia fabianii* (Squinabol), ×220, скв. 102, гл. 46.0 м, нижний турон. 6 – *Pessagnobrachia clavata* (Squinabol), ×250, скв. 102, гл. 46.0 м, нижний турон.



*filiformis* Berth., *Ammobaculites fragmentarius agglutiniformis* Pod. и *Trochammina subbotinae* Zasp.

Одновременно с фораминиферами в глинах слоя 3 были обнаружены радиолярии *Crucella cachensis* Pess., *Orbiculiforma multa* (Kozl.), *O. impressa* (Lipm.), *O. maxima* Pess., *O. vacaensis* Pess., *Cromyodruppa concentrica* Lipm., имеющие относительно широкий стратиграфический диапазон и *Cenosphaera magna* Grig., *Stichocapsa pyramidata* (Grig.), *Dictyomitra paraensis* Pess., распространение которых ограничено преимущественно туронном (табл. III).

**Загорская свита.** 4. Песчаник тонко-мелкозернистый, серый с темно-серыми разводами, глауконитовый, с крупным гравием и мелкой галькой кремня, равномерно рассеянными в породе, с базальным опаловым цементом. Глауконит в основном окислен и замещен гидроокислами железа. Нижний контакт очень четкий. Переход в вышележащие отложения постепенный. Мощность слоя 0.3 м.

5. Трепел светло-серый, переходящий в серую неравномерно окремненную опоку с хаотично расположенными темно-серыми разводами, со следами биотурбации осадка. Мощность слоя 0.5 м.

6. Трепел светло-серый, во влажном состоянии зеленовато-коричневый, местами с едва заметной слоистостью, обусловленной чередованием относительно более светлых и темных слоев. В кровле слоя видны следы сверлений, выполненные песчаным материалом из вышележащего слоя (хардграунд низкой степени зрелости). Верхний контакт очень четкий. Мощность слоя 4.2 м.

Трепела и опоки слоев 5 и 6 содержат радиолярии, в комплексе которых наряду с формами широкого стратиграфического диапазона – *Orbiculiforma multa* (Kozl.), *Cromyodruppa concentrica* Lipm., *Histiastrum latum* Lipm., *H. membraniferum* Lipm. определены виды, первое появление которых связывается с основанием загорской свиты – *Orbiculiforma persenex* Pess., *O. quadrata* Pess., *Archaeospongoprunum bipartitum* Pess. и *Dictyomitra formosa* Squin. Только из загорских отложений в Московской синеклизе определен вид *Alievium superbium* Squin., биозона которого ограничена турон-коньяком (Воронежская антеклиза, Крым, Предкавказье, Кавказ, Средиземноморье, Калифорния).

**Дмитровская свита.** 7. Песчаник тонкозернистый серый с зеленоватым оттенком, глауконитовый, с базальным кремнистым цементом, который распределен в породе неравномерно, что обуславливает ее пятнистость, крепкий. Переход в вышележащий слой постепенный. Мощность 1.1 м. В песчаниках были обнаружены ядра иноцерамов, среди которых *I. Валацкиком* был определен *Stemnosceramus crassus* (Petr.), ха-

рактерный, по его мнению, для основания среднего коньяка. 8. Алеврит трепельный, светло-серый, во влажном состоянии зеленовато-коричневый, однородный. Мощность слоя 1.0 м.

В комплексе радиолярий, определенных из слоев 7 и 8, наряду с видами, известными из подстилающих загорских отложений (рис. 6), здесь появляются формы относительно широкого стратиграфического диапазона – *Pseudoaulophacus praeflorescens* Pess., *Orbiculiforma cretacea* (Camp. et Cl.), *Crucella espartoensis* Pess. и *Xitus asymbatos* (Forem.), не уточняющие возраст дмитровской свиты. Но первый из перечисленных таксонов позволяет считать возраст дмитровской свиты в данном разрезе не моложе раннего кампана.

Выше залегают четвертичные суглинки.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

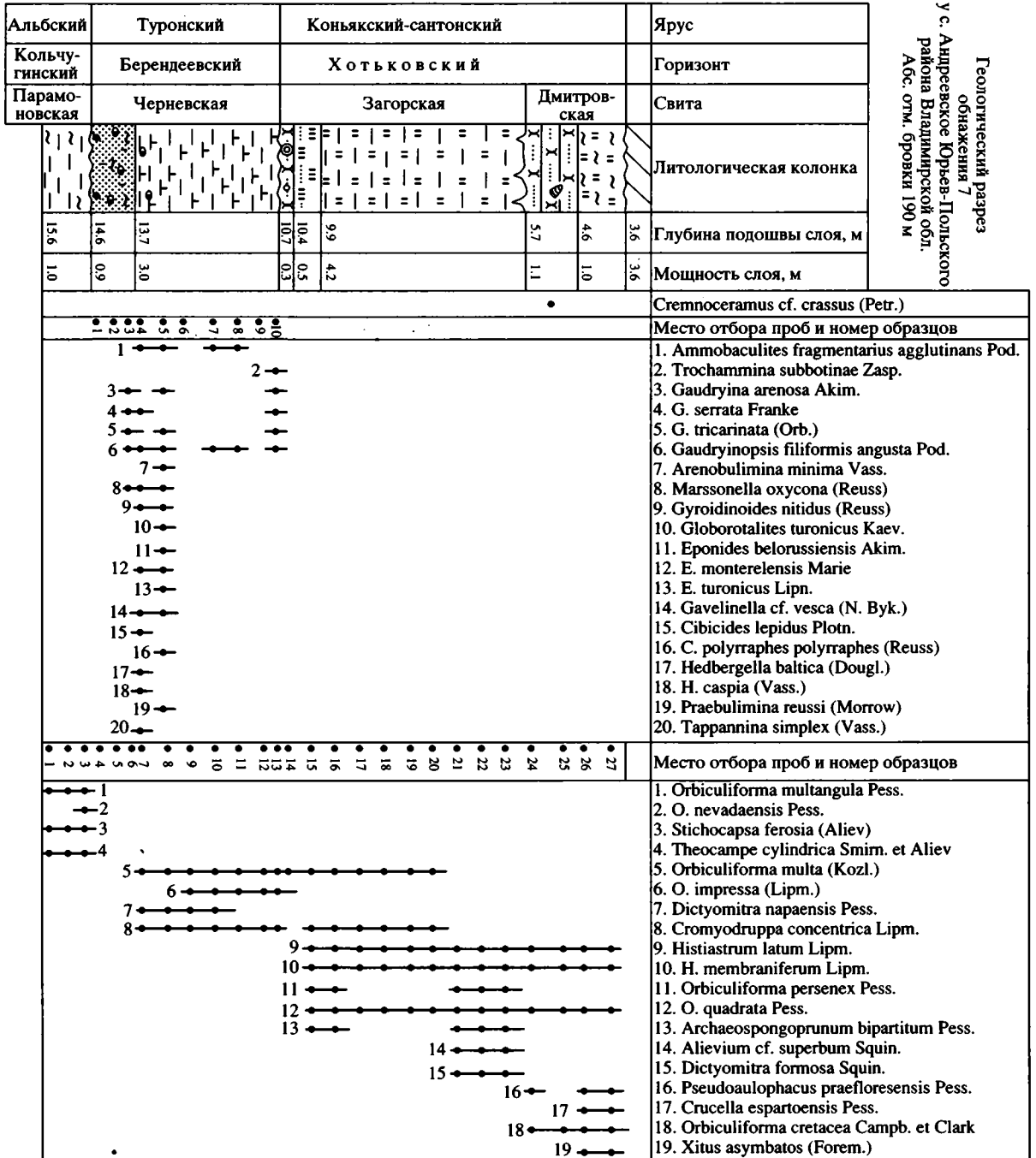
#### *Черневская свита и ее положение в разрезе*

Как видно из приведенного выше описания стратотипических разрезов черневской свиты, последняя с четким размывом и стратиграфическим перерывом залегают на верхнеальбской парамоновской глине. И лишь на крайней западной периферии своего распространения она, судя по скважине 130 у д. Лобково Александровского района Владимирской области, подстилается сеноманскими песками, принадлежащими яхромской свите варавинской серии. Практически это единственный разрез, где черневская свита перекрывает сеноман, если не считать сеноманскими проблематичного возраста пески, пройденные в интервале 33.4–36.2 м скв. 163 у д. Савельево Кольчугинского района. Эти пески при геологической съемке были отнесены к сеноманскому ярусу, но глауконитовый состав и слабая карбонатность породы, на наш взгляд, скорее, свидетельствуют об их принадлежности к базальному слою черневской свиты, описанному в обнажении у с. Андреевское. Еще менее достоверно показанное на геологическом профиле I–I (рис. 2) залегание на сеноманской яхромской свите палеонтологически неохарактеризованных песков и глин, вскрытых скв. 200 у д. Бакино, которые лишь условно отнесены к черневской свите.

Повсеместно черневская свита сложена в различной степени известковыми глинами, местами фациально переходящими в мергели. В основании свиты отмечены прослойки песков и алевритов. Кремнистые породы – трепела, опоки, кремнеземистые глины и песчаники с кремнистым

←  
**Таблица III.** Радиолярии черневской свиты (нижний турон) из обн. Андреевское (Владимирская область) и керна скважины 102, пробуренной у д. Чернево (Ярославская область).

1 – *Cenosphaera magna* Grigorieva, ×300, обн. Андреевское, гл. 12.1 м, нижний турон. 2 – *Orbiculiforma maxima* Pessagno, ×270, обн. Андреевское, гл. 11.6 м, нижний турон. 3 – *Patulibracchium irregulare* (Squinabol), ×300, скв. 102, гл. 25.0 м, сантон. 4–5 – *Stichocapsa pyramidata* (Grig.), ×600 и ×400, обн. Андреевское, гл. 11.1 м, нижний турон. 6–7 *Dictyomitra multicostrata* Zittel, ×600 и ×400, скв. 102, гл. 43.0 м, нижний турон.



Геологический разрез  
обнажения 7  
у с. Андреевское Юрьев-Польского  
района Владимирской обл.  
Абс. отг. бровки 190 м

Рис. 6. Распространение фауны в меловых отложениях, обнажающихся у с. Андреевское (обнажение 7).  
Условные обозначения см. на рис. 2.



цементом в черневской свите не установлены. Последние принадлежат хотьковской серии, которая чаще всего с размывом перекрывает черневскую свиту и срезает ее как в западном, так и в восточном направлении, вплоть до выпадения последней из разреза верхнемеловых отложений.

Черневская свита принадлежит туронскому ярусу, на что указывают находки в ее глинах, пройденных скважинами 6 и 92 соответственно у д. Спас Переславль-Залесского района Ярославской области и д. Макарово Кольчугинского района Владимирской области, белемнитов *Goniosatma intermedius* (Arkh.). Этому не противоречит обнаруженный А.М. Викторovsky в 1934 г. *Inopsegamus lamarcki* Park. у д. Денисьево – в непосредственной близости от разреза Андреевское. Не менее определенно на туронский возраст черневской свиты указывают заключенные в ней комплексы фораминифер и радиолярий.

### Туронская микрофауна

**Фораминиферы.** Комплекс фораминифер из глин (табл. I), слагающих основную часть черневской свиты, с одной стороны, представлен видами, известными из Украинской и Балтийской синеклиз – *Spiroplectammina cuneata* Vass., *S. praelonga* (Reuss), *Gaudryina angustata* Akim., *G. arenosa* Akim., *G. serrata* Franke, *G. tricarinata* (Orb.), *Arenobulimina improcera* Wolosch., *A. minima* Vass., *A. presli* (Reuss), *Eggerellina intermedia* (Reuss), *Marssonella ocycona* Reuss, *Valvulineria lenticula* (Reuss), *Gyroidinoides nitidus* (Reuss), *Globorotalites multiceptus* Brotz., *G. turonicus* Kaev., *Eponides beloruensis* Akim., *E. monterelensis* Marie, *E. turonicus* Lipn., *Gavelinella nana* Akim., *Brotzenella beloruensis* (Akim.), *B. berthelini* (Kell.), *Lingulogavelinella globosa* (Brotz.), *G. vesca* (N. Byk.), *Cibicides lepidus* Plotn., *C. minusculus* Akim., *C. polygraphes polygraphes* (Reuss), *Hedbergella caspia* Vass., *H. baltica* Dougl., *H. aff. infracretacea* (Glaessn.), *Praeglobotruncana umbricata* (Mornod.), *Globotruncana globigerinoides* (Brotz.), *Praebulimina reussi* (Morrow), *Reussella turonica* Akim., *Sitella gracilis* Vass., *Eouvigerina regularis* (Kell.), *Tappannina eouvigeriniformis* (Kell.), *T. simplex* (Vass.) и *Heterohelix globulosa* (Ehr.), которые в целом определяют нижнетуронский возраст вмещающих отложений. С другой стороны, в этом же комплексе присутствуют формы, типичные для нижнетуронской зоны *Gaudryinopsis filiformis angusta* Западной Сибири. К ним, помимо вида-индекса, следует отнести *Textularia anceps* Reuss, *Trochammina subbotinae* Zasp., *Nodosaria orthopleura* (Reuss), *N. tubifera* Reuss, *Reophax texanus* Cush. et Wat., *Ammobaculites tyrelli agglutinoides* Dain, *Bagginoides quadrilobus* (Mello), *Ataxophragmium initiale* Wolosch. и *Naplophragmoides rota sibiricus* Zasp.

В наиболее полных разрезах черневская свита перекрыта песками потанинской толщи, комплекс фораминифер которой обновляется за счет появления *Arenobulimina aff. elevata* (Orb.), *Ataxophragmium nautiloides* Brotz., *Stensioeina aff. emscherica* Bar., *S. praeexsculpta laevigata* Akim., *Osangularia whitei* (Brotz.), *Gavelinella ammonoides* (Reuss), *G. cf. giedroyci* Grig., *G. cf. kelleri* (Mjatl.), *G. cf. moniliformis* (Reuss), *G. cf. praeinfrasantonica* (Mjatl.), *Cibicidoides praeeriksdalensis* (Vass), *Hedbergella aff. agalarovae* Vass. и *Reussella kelleri* Vass., что позволяет датировать эти отложения нижним коньяком.

**Радиолярии.** Особо следует остановиться на комплексе радиолярий из глин стратотипа черневской свиты, поскольку он оказался самым лучшим как по сохранности, так и по разнообразию таксонов по сравнению с ассоциациями, известными из отложений этого же возраста на Русской платформе. Впервые предположительно туронский комплекс из палеонтологически неохарактеризованных зеленых глин, подстилающих сантонский ярус в районе г. Кузнецк Пензенской области, был описан Р.Х. Липман (1952). Он состоял из *Cenosphaera minor* Lipm., *Carposphaera* sp., *Stilodictya placentalis* Lipm., *St. delicatula* Lipm., *Rhopalastrum attenuatum* Lipm., *Spongodiscus volgensis* Lipm., *Spongotripus aculeatus* Lipm. и *Stylotrochus dolichacanthus* Lipm. и *Orbiculiforma impressa* (Lipm). Позднее (Вишневская и др., 1990) это сообщество получило название туронского комплекса *Stylodictya delicatula-Spongotripus aculeatus*. В 1964 г. Р.Ф. Смирновой (Лаврова, 1971) близкий по видовому составу комплекс был обнаружен в туронских отложениях Московской синеклизы.

В 1987 г. в печати появилось сообщение В.С. Вишневской (1987) о радиоляриях турона преимущественно Украинской синеклизы (Брянская, Калужская и Орловская области), обособленных ею в комплекс с *Spongotripus aculeatus-Stichocapsa pyramidata* и включающий помимо видов-индексов *Crucella messinae* Pess., *Halesium* sp. aff. *H. sexangulum* Pess., *Dictyomitra formosa* Squin., *D. striata* Lipm. Следует подчеркнуть, что впервые в туронском комплексе радиолярий Русской платформы было отмечено присутствие калифорнийских видов.

Одновременно Л.И. Казинцовой при изучении радиолярий из туронских отложений, вскрытых скв. 105 у с. Иворово Юрьев-Польского района Владимирской области, были определены *Crucella cachensis* Pess., *Orbiculiforma maxima* Pess., *Pseudoaulophacus* sp., *Alievium* sp., *Dictyomitra naensis* Pess.

В стратотипе черневской свиты ассоциация радиолярий состоит из 20 видов, в которой содержатся исключительно спумеллярии и лишь только два вида принадлежат населляриям. Этот комплекс по предложению Л.И. Казинцовой получил название *Spongodiscus volgensis-Stichocapsa*

## Распространение радиоларий в туронских отложениях Русской платформы, Зауралья и Западно-Сибирской плиты

Виды радиоларий	Русская платформа	Зауралье	Западно-Сибирская плита
	Липман, 1952; Вишневская, 1987; настоящая статья	Григорьева, 1975; Амон, 1985, 1987, 1994	Липман, 1962; Козлова и Горбовец, 1966
<i>Cenosphaera minor</i> Lipman	+	+	
<i>C. magna</i> Grigorjeva	+	+	
<i>Conosphaera</i> cf. <i>mammilata</i> Lipman	+		+
<i>C. ex gr. clivosa</i> Lipman		+	+
<i>Cavidiscus fiskensis</i> Pessagno	+		
<i>Elliphoxiphus</i> cf. <i>asper</i> Rüst		+	
<i>Cromyodruppa concentrica</i> Lipman	+		+
<i>Trochodiscus</i> cf. <i>spiniger</i> Lipman		+	
<i>Triacticus</i> cf. <i>triacuminatus</i> Lipman		+	
<i>Porodiscus vulgaris</i> Lipman	+	+	+
<i>Ommatodiscus modilis</i> Kozlova	+	+	+
<i>Prunobrachium articulatum</i> Lipman			+
<i>Stylodictya placentalis</i> Lipman	+		
<i>S. delicatula</i> Lipman	+	+	
<i>Amphibrachium spongiosum</i> Lipman	+		+
<i>A. concentricum</i> Lipman			+
<i>Histiastrum latum</i> Lipman	+	+	
<i>H. tetracantum</i> Lipman	+	+	
<i>Rhopalastrum attenuatum</i> Lipman	+		
<i>Pessagnobrachia clavata</i> (Squinabol)	+		
<i>P. fabianii</i> (Squinabol)	+		
<i>Patulibracchium irregulare</i> (Squinabol)	+		
<i>Spongodiscus volgensis</i> Lipman	+	+	+
<i>S. maximus</i> Lipman	+		
<i>Spongotropus aculeatus</i> Lipman	+		
<i>Stylotrochus dolichacanthus</i> Lipman	+	+	
<i>Orbiculiforma cacchensis</i> Pessagno	+		
<i>O. impressa</i> (Lipman)	+	+	+
<i>O. maxima</i> Pessagno	+		
<i>O. vacaensis</i> Pessagno	+		
<i>O. multa</i> (Kozlova)	+	+	+
<i>Crucella aster</i> (Lipman)		+	+
<i>C. cacchensis</i> Pessagno	+		
<i>C. messinae</i> Pessagno	+		
<i>Halesium</i> sp. aff. <i>sexangulum</i> Pessagno	+		
<i>Stichocapsa pyramidata</i> (Grigorjeva)	+	+	+
<i>Dictyomitra formosa</i> Squin.	+		
<i>Dictyomitra multicostata</i> Zittel	+		+
<i>D. napaensis</i> Pess.	+		
<i>D. striata</i> Lipman	+		
<i>Amphipyndax uralicus</i> (Gorbovetz)		+	

pyramidata. Его общий фон создают сферические скелеты рода *Cenosphaera*, крупные толстые губчатые формы родов *Spongodiscus*, *Orbiculiforma* и гладкие пяти-семикамерные представители родов *Stichocapsa* и *Dictyomitra*. Характерные виды комплекса – *Cenosphaera minor* Lipm., *Porodiscus vulgaris* Lipm., *Spongodiscus volgensis* Lipm., *Spongotropus aculeatis* Lipm., *Orbiculiforma impressa* (Lipm.), *Stichocapsa pyramidata* (Grig.). Помимо сферических спумеллярий с гладкой поверхностью, принадлежащих роду *Cenosphaera*, отмечаются единичные представители *Cenosphaera* с бугристой поверхностью. Дiskoидные формы принадлежат семействам *Porodiscidae* и *Spongodiscidae*. Первое, хотя и представлено пятью родами, но в количественном отношении немногочисленно. К нему относятся диски, имеющие округлую или почти округлую форму (*Porodiscus*, *Stylodictya* и *Ommatodiscus*, представленный единичными экземплярами), квадратные (*Histiastrium*) и продольно вытянутые с двумя простыми отростками на концах оси (*Amphibrachium*), также отмеченные лишь в единичных экземплярах. Представители семейства *Spongodiscidae* многочисленны, среди них доминируют толстые крупные округлые диски, главным образом, *Spongodiscus volgensis* Lipm. и *Orbiculiforma impressa* (Lipm.) на фоне единичных скелетов родов *Stylotrochus* и *Spongotropus*. Насселлярии также многочисленны, но представлены лишь видами *Stichocapsa pyramidata* (Grig.) и *Dictyomitra paraensis* Pess., *D. multicostata* Zittel.

По таксономическому составу комплекс *Spongodiscus volgensis*-*Stichocapsa pyramidata* близок к ассоциации радиолярий из туронской кузнецовской свиты Зауралья (Григорьева, 1975; Амон, 1985), Западной Сибири (Липман, 1962; Козлова и др., 1966) и значительно богаче раннетуронского сообщества из Балтийской синеклизы Польши (Gorka, 1995). Среди радиолярий черневской свиты также доминируют как сферические, так и дискоидные преимущественно губчатые формы, а насселлярии представлены одним-двумя родами (*Stichocapsa*, *Dictyomitra*). Общими для этих регионов являются следующие виды (таблица): *Porodiscus vulgaris* Lipm., *Ommatodiscus mobilis* Kozl., *Spongodiscus volgensis* Lipm., *Orbiculiforma multa* (Kozl.), *O. impressa* (Lipm.), *Stichocapsa pyramidata* (Grig.). Доля общих видов, известных в туроне Русской платформы, Западно-Сибирской плиты и Зауралья составляет 55%. В то же время туронские комплексы каждого из вышеупомянутых регионов имеют и свои специфические черты. Так, в сообществах радиолярий Русской платформы и Западно-Сибирской плиты отсутствуют представители родов *Elliphoxiphus*, *Trochodiscus* и *Triactiscus*, которые установлены в Зауралье. Наоборот, в зауральских ассоциациях не встречены типичные для турона Европейской России *Stylodictya*, *Amphibrachium*, *Rhopalastrium*, *Spongotropus* и *Hale-*

*sium*, а в пределах Западно-Сибирской плиты – скелеты родов *Stylodictya*, *Histiastrium*, *Rhopalastrium*, *Spongotropus* и *Stylotrochus*.

## ВЫВОДЫ

1. На основе изучения микрофауны радиолярий и фораминифер обоснован нижнетуронский возраст черневской свиты.

2. Если взять в качестве эталона глобальной метрики эвстатических колебаний уровня моря популярную в последнее время кривую Б. Хака и др. (Haq et al., 1987), то мы увидим принципиальное сходство не только в апт-альбском интервале, рассмотренном для Северного Подмосковья А.С. Алексеевым и др. (1996), но и сможем констатировать, что раннетуронское событие также было проявлено в Подмосковье.

3. Несмотря на наметившуюся как по радиоляриям, так и по фораминиферам провинциальную фаунистическую зональность, можно утверждать о существовании определенной связи между седиментационными бассейнами Русской и Западно-Сибирской платформ в туронском веке, для которой Урал не служил препятствием. Возможно это связано с эвстатическим подъемом уровня моря в раннетуронское время, который по мнению ряда исследователей (Haq et al., 1987) был глобальным. В последнее время накопился материал, свидетельствующий о существовании высокой Уральской горной цепи в поздней перми и триасе. Однако, начиная с поздней юры вплоть до палеогена, влияние Урала как области суши, разделявшей друг от друга седиментационные бассейны, в отложениях этого возраста не фиксируется. Не исключено, что в указанное время Уральский пояс, по крайней мере частично, испытал погружение под уровень моря и регенерировал как горная страна в преднеогеновое время. Но это уже тема для другой статьи.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проекты 97-05-64884 и 97-05-65566).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.С., Горбачик Т.Н., Смирнова С.Б., Брагин Н.Ю. Возраст парамоновской свиты (альб Русской платформы) и глобальная трансгрессивно-регрессивная цикличность мела // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 31–52.
- Амон Э.О. Радиолярии кузнецовской свиты (турон, верхний мел) Среднего и Южного Зауралья // Новые данные по геологии, биостратиграфии и палеонтологии Урала (информ. материалы). Свердловск: УНЦ АН СССР. 1985. С. 68–74.
- Амон Э.О. Очерк биостратиграфии верхнемеловых отложений Приполярного Предуралья (бассейн реки Усы) // Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя–нижнего кайнозоя Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1994. С. 109–138.

- Амон Э.О., Папулов Г.Н.* К биостратиграфии морских отложений Среднего и Южного Зауралья по фораминиферам и радиоляриям // Ярусные и зональные шкалы бореального мезозоя СССР. М.: Наука, 1989. С. 184–192.
- Амон Э.О., Папулов Г.Н., Ситникова З.И.* Биостратиграфия морских турон-нижекампанских отложений южной части Среднего Зауралья. Препринт. Свердловск: УО АН СССР, 1987. 51 с.
- Брагина Л.Г.* Радиолярии и стратиграфия верхнемеловых отложений хотьковской серии Подмосковья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. № 2. С. 91–100.
- Вишневская В.С.* Радиоляриевые комплексы бореального мела Русской платформы // Радиолярии и биостратиграфия. Тез. докл. VIII Всес. семинара по радиоляриям. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. С. 27–28.
- Вишневская В.С., Казинцова Л.И.* Радиолярии мела СССР // Радиолярии в биостратиграфии. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 44–58.
- Григорьева А.И.* Радиолярии верхнего мела и палеогена восточного склона Урала и Зауралья // Тр. Ин-та ГиГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1975. С. 102–109.
- Даньшин Б.М.* Геологическое строение и полезные ископаемые Москвы и ее окрестностей. Изд. МОИП. М., 1947. 304 с.
- Добров С.А.* К стратиграфии и возрасту меловых отложений севера Московской губернии // Сообщения о научно-технических работах в республике. М., 1922. Вып. 7. С. 19–20.
- Добров С.А.* О следах верхнемеловых отложений в Рязанской губернии и вертикальном распространении *Inoceramus lobatus* // Бюл. МОИП. 1929. Нов. сер. Т. 37. Отд. геол. Т. 7(3). С. 298–302.
- Добров С.А.* Геологическое строение, полезные ископаемые, подземные воды Загорского и Константиновского районов Московской области // Тр. Моск. район. геол.-разв. управления. 1932. Сер. I. Вып. 3. 34 с.
- Добров С.А.* Меловая система // Геология СССР. Т. IV. Ч. I. Геологическое описание. М.–Л.: Гос. Изд. геол. литературы, 1948. С. 273–305.
- Казинцова Л.И., Олферьев А.Г.* Парамоновская свита альба Европейской России и ее возраст по микрофауне // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 4. С. 27–34.
- Козлова Г.Э., Горбовец А.Г.* Радиолярии верхнемеловых и верхнеэоценовых отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. Л., 1966. Вып. 248. 158 с.
- Кузьменко Ю.Т., Гаврюшова Е.А., Лаврович О.Н.* Геологическое строение. Осадочный чехол // Москва: геология и город. М.: Московские учебники и картолиграфия, 1997. С. 48–86.
- Лаврова Г.В.* Меловая система. Верхний отдел // Геология СССР. Т. 4. Центр Европейской части СССР. М.: Недра, 1971. С. 445–458.
- Липман Р.Х.* Материалы к монографическому изучению радиолярий верхнемеловых отложений Русской платформы // Палеонтология и стратиграфия. М.: Госгеолиздат, 1952. С. 24–51.
- Липман Р.Х.* Позднемеловые радиолярии Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба // Материалы по стратиграфии мезо-кайнозоя. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1962. Т. 77. С. 234–323.
- Найдин Д.П.* Верхнемеловые белемниты Русской платформы и сопредельных областей. Актинокамаксы, гониотетисы и белемнителлакамаксы. М.: МГУ, 1964. 212 с.
- Найдин Д.П.* Региональные стратиграфические очерки. Верхний отдел. Московская синеклиза // Стратиграфия СССР. Меловая система. М.: Недра, 1986. С. 107–108.
- Никитин С.Н.* Следы мелового периода в России // Тр. Геолкома, 1888. Т. 5. № 2. С. 163.
- Олферьев А.Г.* Новые данные о геологическом строении нижнемеловых отложений Подмосковья // Геология и полезные ископаемые центральных районов Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1986. С. 44–55.
- Павлов А.П.* Горизонт Emscher среди верхнемеловых отложений средней и восточной России и береговая фацция русского турона и сенона // Bull. Soc. Imper. natural. Moscou, 1900. T/XIY (1–2). С. 35–37.
- Павлов А.П.* Об изменениях в географии России в юрское и меловое время // М.: Научное слово, 1903. № 2. С. 142–145.
- Траутшольд Г.А.* Северная часть Московской губернии. Комментарии к специальной геологической карте этой части России // Материалы для геологии России. 1872. Т. 4. С. 129–170.
- Auerbach I.* Ueber Kreideverkommen bei Moskau // Bull. Soc. Imper. natural. Moscou, 1865. № 3. P. 113–120.
- Eichwald E.* Einige Meberkungen über die geognostischen Karten des Europäischen Russland // Bull. Soc. Imper. natural. Moscou. 1865. № 3. P. 68.
- Eichwald E.* Lethaea Rossica ou Paleontologie de la Russie. V. 2. Periode moyenne. Deux section. Stuttgart. 1865–1868. 1304 p.
- Gorka H.* Lower Turonian radiolarians (Polycystina) from borehole Wladyslawowo IG 1 (Baltic Region) // Geol. Quarterly. 1995. V. 39. № 3. P. 341–372.
- Haq B.V., Hardenbol J., Vail P.R.* The chronology of fluctuating sea-level since the Triassic // Science. 1987. V. 235. P. 1156–1167.
- O'Dogherty L.* Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // Mem. Geol. (Lausanne). 1994. № 21. 415 p.
- Pessagno E.A., Jr.* Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Ranges // Micropaleontology, Spec. publ. № 2. New York, 1976. 95 p.
- Sykora M., Ozvoldova L., Boorova D.* Turonian silicified sediments in the Czorsztyn succession of the Pieniny Klippen belt (Western Carpathian Slovakia) // Geol. Carpathica. 1997. V. 48. № 4. P. 243–261.
- Walasyk J.* Turonian through Santonian deposits of the Central Polish Uplands; their facies development, inoceramid paleontology and stratigraphy // Acta geol. polon. 1992. V. 42. № 1–2. P. 1–122.

Рецензент А.С. Алексеев

УДК 551.782.12 (262.5)

## СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ РАВНИННОГО КРЫМА В МИОЦЕНЕ

© 2000 г. И. М. Барг\*, Т. А. Иванова\*\*

\* Днепропетровский государственный университет, геолого-географический факультет,  
320044 Днепропетровск, просп. Карла Маркса, 36, Украина\*\* Научно-исследовательский институт геологии Днепропетровского государственного университета,  
320044 Днепропетровск, просп. Карла Маркса, 36, Украина

Поступила в редакцию 16.03.98 г., получена после доработки 10.12.98 г.

Обоснованы местные стратиграфические схемы миоцена отдельных районов Равнинного Крыма, проведена их корреляция с Региональной стратиграфической шкалой Крымо-Кавказской области и сопредельных территорий. С учетом новых данных освещена геологическая история Равнинного Крыма в миоценовое время.

**Ключевые слова.** Стратиграфия, геологическая история, Равнинный Крым, миоцен, моллюски, фораминиферы.

Почти 30 лет прошло после выхода в свет фундаментальной сводки по геологии Крыма (Геология СССР..., 1969). За это время геологической съемкой среднего и крупного масштаба покрыта вся территория Равнинного Крыма с целью прогнозирования различных полезных ископаемых.

Фаунистические остатки миоценовых отложений этой территории изучены спорадически. Главная роль среди них принадлежит моллюскам, в меньшей степени фораминиферам и остракодам (Атлас среднемиоценовой фауны..., 1959; Коненкова, 1991; Пищикова, 1992).

Полученный в последние годы новый фактический материал (рисунок) позволил палеонтологически обосновать местные стратиграфические схемы отдельных районов и провести их корреляцию с Региональной стратиграфической шкалой Крымо-Кавказской области и сопредельных территорий (таблица), а также, с учетом достижений в области изучения Восточного Паратетиса (Ильина и др., 1976; Ильина, 1980, 1995; Невеская и др., 1984, 1986; Гончарова, 1989; Гончарова, Щерба, 1997; Гончарова, Ильина, 1997; Попов и др., 1993; Попов, 1996), осветить геологическую историю Равнинного Крыма в миоцене.

Самыми древними породами миоцена на данной территории являются отложения верхнекерлеутской подбиты, выделенные в верхней части кавказского региояруса (Носовский, Богданович, 1980). Осадки этого возраста, известные в Индольском и Северном районах, представлены зеленовато-серыми и темно-серыми алевритовыми глинами с прослоями алевролитов, содержащими остатки рыб, радиолярий, спикул губок. В этих глинах, вскрытых скв. 42 в 3 км к западу от с. Зерновое, И.Д. Коненковой (Коненкова, 1991) обна-

ружен комплекс фораминифер; *Spiroplectamina caucasica* Djan., *Uvigerinella californica* Cushm., *Caucasina schischkinskyae* (Saml.), *Bolivina* aff. *punctata* Orb., *Melonis* sp. Мощность отложений в данной скважине 20 м, однако в Индольской впадине она достигает 400 м. Осадки подбиты условно коррелируются с горностаевской свитой Северного Причерноморья, включенной в состав кавказского региояруса (Носовский, Богданович, 1980).

*Сакараульский региоярус. Арабатская свита.* Выделена В.Ф. Козыревой под названием батисифоновой. Позднее, на основании данных Л.М. Голубничей (Геология СССР..., 1969) и в соответствии со Стратиграфическим кодексом, переименована в арабатскую (Барг, Носовский, 1993).

Данные отложения отмечены в Индольском районе. В скважине 87 (1.5 км к северо-западу от с. Золотое Поле) изучена толща серых неизвестковых алевритовых глин мощностью 52 м, залегающая, предположительно, на верхнекерлеутских образованиях и несогласно перекрываемая осадками сартаганских слоев конкского региояруса. Указанные глины содержат комплекс фораминифер (определение И.В. Венглинского): *Neobulimina elongata* (Orb.), *Bulimina* sp., *Caucasina schischkinskyae* (Saml.), *Uvigerinella parkeri* breviformis Papp et Turm., *Globulina pupoides* (Orb.), *Elphidium regosum* (Orb.), *Ammonia* sp.

Подобные породы установлены и в скв. 40 северо-западнее с. Владиславовки на р. Мокрый Индол.

Общая мощность свиты по материалам глубокого бурения достигает 1200 м. По составу фаунистических остатков сопоставляется с чернобаевской свитой Северного Причерноморья и ольгинской Западного Предкавказья.

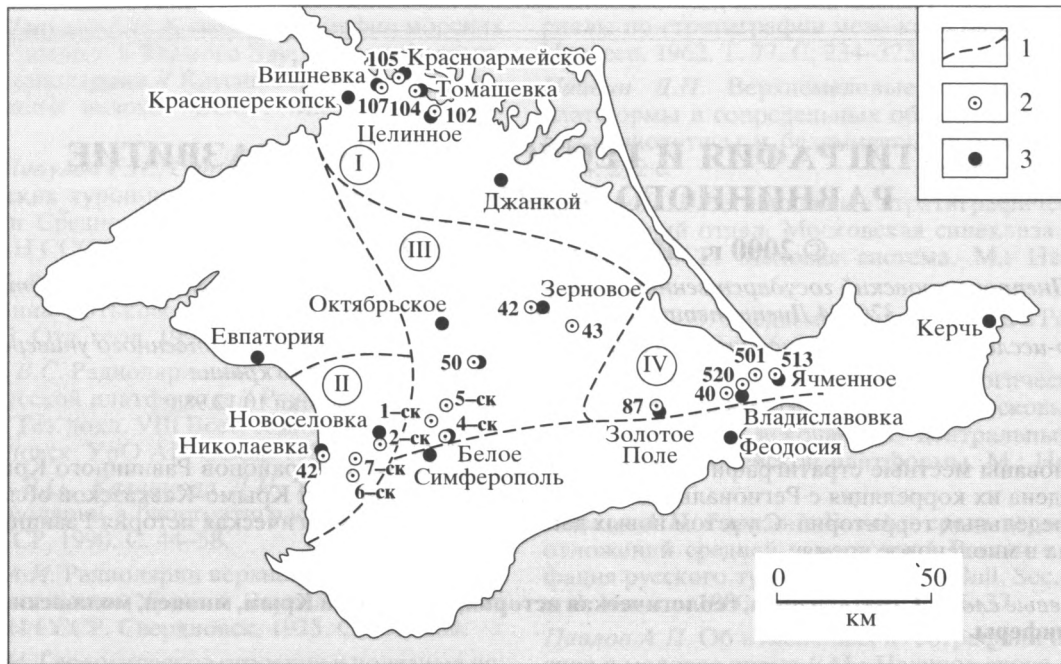


Схема расположения скважин Равнинного Крыма.

1 – условные границы района; 2 – населенные пункты; 3 – пробуренные скважины:  
 Районы: I – Северный, II – Альминский, III – Центральный, IV – Восточный.

**Коцахурский региоарус. Королевская свита.** Осадки свиты обнаружены в Индольском районе, где представлены темно-серыми с коричневатым оттенком алевроитовыми глинами мощностью до 300 м с редкими фораминиферами *Saccammina zuramakensis* Bogd. По возрасту королевские отложения синхронны каржинским слоям Северного Причерноморья (Барг, 1993).

**Тарханский региоарус.** Новые палеонтологические данные указывают на довольно широкое распространение отложений региоаруса в Равнинном Крыму. Наиболее полные разрезы тархана установлены на Акманайском перешейке и в Альминской впадине, которые в раннем миоцене испытывали активное прогибание (Чекунов и др., 1976).

В качестве опорного для восточной части Равнинного Крыма нами предложен разрез скв. 513 (у с. Ячменного), вскрывшей последовательность чокракских, тарханских и верхнемайкопских образований. Отложения тархана, представленные толщей зеленовато-серых алевроитистых глин мощностью 26 м, расчленяются на камышлакские, собственно тарханские и юраковские слои. Детальное описание разреза приведено ранее (Барг, Иванова, 1997). Среди фаунистических остатков наиболее стратиграфически значимы планктонные и бентосные фораминиферы: *Globigerina bollii* Cita et Premoli Silva, *Globigerinoides* cf. *trilobus* (Reuss), *Spiroloculina bicarinata* Djan., *Glabratella tarchanensis* (Djan.) и др.

В Альминской впадине тарханские отложения встречаются в скв. 6-ск в 2 км к юго-западу от с. Прудовое и скв. 7-ск в 3 км к югу от с. Кольчугино (Иванова и др., 1998), а также были описаны нами в скв. 42 (пос. Николаевка) (Барг и др., 1992). Залегают осадки тархана на майкопских глинах с кремнистыми микроорганизмами, а перекрываются мелководными образованиями чокрака с характерной фауной моллюсков и фораминифер. В данном регионе удалось выделить только два стратиграфических подразделения: тархан s. и юраковские слои.

Собственно тарханские отложения представлены зеленовато-серыми глинами с моллюсками *Chlamys* aff. *macrodis* (Sow.), планктонными фораминиферами *Globigerina* aff. *tarchanensis* Subb. et Chutz., *G. bradyi* Wissner, *G. officinalis* Subb., *Globoquadrina* aff. *larneui* Akers, *Turborotalia mayeri* (Cushman et Ell.), *Globigerinoides bisphaericus* Todd. Среди бентосных фораминифер многочисленны полиморфиниды, роталииды, нониониды и др. Палеонтологическую характеристику дополняют богатый комплекс наннопланктона зоны *Helicosphaera ampliaperita* (NN 4), (Богданович, 1998), трубки червей *Pectinariopsis*, спикулы кремнистых губок, иглы морских ежей, остракоды, гирогониты харовых водорослей. Мощность отложений 4.5 м.

В зеленовато-серых и светло-зеленых глинах юраковских слоев встречаются птероподы *Spiratella andrussovi tschokrakensis* (Zhizh.), планктонные фо-

раминиферы *Globigerina aff. bollii* Cita et Premoli Silva, *G. bulloides* Orb., *G. praebulloides* Blow, *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. bisphaericus* Todd., *Globoquadrina dehiscens* (Chap., Parr et Coll.), *Turborotalia mayeri* (Cushman et Ell.) и др., бентосные фораминиферы (полиморфиниды, лягениды, роталииды, нониониды, аномалиниды, боливинитиды и др.), наупланктон зоны *Helicosphaera ampliaperita* (NN 4) (Богданович, 1998), а также остракоды, трубки червей *Pectinariopsis*, спикулы губок, мшанки, зубы рыб, гилогониты харовых водорослей. Мощность 0.6–5.0 м.

В верхах юраковских слоев, как в Альминской впадине, так и на Акманайском перешейке, наблюдается резкое обеднение микрофауны, представленной эвригалинными видами фораминифер.

В Присивашье присутствие осадков тарханского региояруса доказано на основании исследования остракод (Пищикова, 1992).

Анализ фаунистических остатков тархана Равнинного Крыма, среди которых особую стратиграфическую ценность представляют планктонные фораминиферы и обнаруженный здесь впервые вид *Chlamys aff. macrotis* (Sow.), позволяют уверенно сопоставлять исследуемые отложения с таковыми карпатия Западной и Центральной Европы (Roger, 1939), баличской свиты Предкарпатя, нагорянских, бережанских и томаковских слоев Украины с тарханом Керченского полуострова, а также с одновозрастными образованиями Северного Кавказа и Южного Предкавказья (Стратиграфия СССР, 1986; Барг, 1993).

**Чокракский региоярус.** Осадки этого возраста, отмеченные во многих районах Равнинного Крыма, в большинстве изученных скважин лишены фаунистических остатков, либо содержат довольно бедную фауну моллюсков в виде отпечатков и ядер и незначительное количество фораминифер. Часто выделение чокракских отложений производится условно по литологическим признакам и стратиграфическому положению в геологических разрезах.

В скважине 513 у с. Ячменного породы чокрака представлены светло-серыми, зеленовато-серыми оолитовыми известняками с моллюсками *Bittium digitatum* Zhizh., *Gibbula kertschenensis* Uspensk., *Spaniodontella intermedia* Bajar., *Cerastoderma* sp., фораминиферами *Sigmoilinita cf. tschokrakensis* (Gerke), *S. haidingeri aculeata* (Bogd.), *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium rugosum atschiensis* Suzin, остракодами, мшанками, отолитами рыб. Данные отложения залегают на юраковских слоях тарханского региояруса и перекрываются осадками карагана. Мощность 3.0 м.

У с. Владиславовки в скважине 40 чокракские образования литологически выражены зелеными алевритовыми глинами с редкими прослоями песчаников, охарактеризованными моллюсками *E-*

*vilia praepodolica* Andruss., *Acanthocardia centumprania* (Andruss.), *Gibbula pictiformis* (Andruss.). Мощность 10.0 м. Здесь же И.Д. Коненковой (Коненкова, 1991) определены фораминиферы: *Elphidium* ex gr. *rugosum atschiensis* Suzin, *E. cubanicum* Krash., *E. kudakoense* Bogd., *Florilus boueanus* (Orb.), *Discorbis figuratus* Konen., *Ammonia mjatliukae* (Putrja), *Nonion granosus parvus* Bogd.

На северо-восточном склоне Симферопольского поднятия скв. 42 (40 км к востоку от с. Октябрьское) вскрыта толща мелкозернистых песков с прослоями известняков и зеленовато-серых глин чокракского возраста с редкой фауной *Spaniodontella intermedia* (Andruss.), *Ervilia praepodolica* Andruss., *Acanthocardia impar* (Zhizh.). Мощность указанной толщи 18.0 м.

В Присивашье отложения чокрака известны в районе г. Джанкоя (Пищикова, 1992), а также установлены нами в разрезе скв. 107 (с. Вишневка), где представлены серыми мелкообломочно-детритусовыми известняками мощностью 3.8 м, содержащими фораминиферы: *Quinqueloculina* ex gr. *consobrina* (Orb.), *Flintina georgii* Bogd., *Nonion granosus parvus* Bogd., *M. bogdanowiczii* Volosh., *Protelphidium subgranosum* (Egger), *Ammonia galiciana* (Putrja), *Elphidium* sp., *Fissurina* sp.

На территории Альминской впадины чокракские осадки обнаружены в скв. 6-ск в 2 км к юго-западу от с. Прудовое. Литологически это светло-серые пелитоморфные известняки и песчаники с моллюсками *Ervilia* ex gr. *praepodolica* Andruss., *Gibbula pictiformis* (Andruss.), *Acanthocardia* ex gr. *pseudomulticostata* Zhizh., а также единичными спикулами губок, спирорбисами, остракодами. Мощность 6.0 м.

Приведенные комплексы чокракских моллюсков и фораминифер свойственны солонатоводным бассейнам эвксинского типа Крымо-Кавказской области и, по-видимому, характеризуют отложения верхней части чокракского региояруса в ранге брыковских слоев (Гончарова, 1989).

**Караганский региоярус** имеет почти повсеместное развитие в пределах исследуемой территории. Образования его залегают трансгрессивно на породах майкопа, тархана и чокрака. Наблюдаются резкие отличия в литологической характеристике западной и восточной частей Равнинного Крыма. В районе южного склона Индоло-Кубанского прогиба распространены глинистые фации, а в Альминской впадине и Симферопольском поднятии – карбонатные.

В скважине 513 (у с. Ячменного) на Акманайском перешейке в разрезе наблюдается чередование светло-серых песчаников, зеленых, темно-серых до черных алевритовых глин, зеленых и бледно-зеленых алевритов. Мощность отложений до 18 м. Среди фаунистических остатков отмечены многочисленные *Spaniodontella pulchella* Bailly, еди-

## Схема стратиграфии миоценовых отложений Равнинного Крыма

Единая стратиграфическая шкала				Региональные стратиграфические подразделения				Местные стратиграфические схемы		
группа	система	отдел	подотдел	региорус	региоподъярус	свиты, подсвиты	слои	Северный район		
Кайнозойская	Неогеновая	Миоценовый	Верхний	Понт	Босфорский					
					Портаферский					
					Новороссийский		Одесские			Одесские
				Сармат	Мэотис	Акманайский		Конгериевые	Конгериевые	
						Багеровский		Дозиниевые	Дозиниевые	
					Херсонский	Херсонский			Херсонские	
						Бессарабский		Днепропетровские	Днепропетровские	
								Васильевские	Васильевские	
					Волынский			Новомосковские	I	Новомосковские
								Збручские		Збручские
								Кужорские		Кужорские
			Средний	Конка			Веселянские	Веселянские		
							Сартаганские	Сартаганские		
							Эрвилиево-фоладовые	Эрвилиево-фоладовые		
				Караган			Караганский			
				Чокрак	Верхний		Брыковские	Брыковские		
					Нижний		Зюкские			
			Нижний	Тархан			Юраковские	Юраковские		
							Тархан s. s.			
							Камышлакские			
				Коцахур		Королевская				
				Сакараул		Арабская				
				Кавказ		Верхнекерлеутская				

I – красноперекопская свита.

ничные фораминиферы *Nonion bogdanowiczi* Volosh., *Quinqueloculina consobrina nitens* (Reuss), спикулы губок, остракоды. В Индольском районе осадки карагана слагаются песками, песчаниками с прослоями глин со *Spaniodontella pulchella* Vaily. Мощность 5–30 м.

В Альминской впадине и на Симферопольском поднятии (скв. 6-ск – близ с. Прудовое, скв. 1-ск – с. Солнечное, скв. 4-ск – с. Белое, скв. 5-ск – с. Чайкино) породы карагана представлены светло-

серыми органогенно-детритовыми, оолитовыми, перекристаллизованными известняками с моллюсками *Spaniodontella pulchella* Vaily, *Mohrensternia grandis* Andruss., *M. barboti* Andruss., фораминиферами *Quinqueloculina ex gr. consobrina* (Orb.), *Q. ex gr. reussi* (Bogd.), *Discrobia figuratus* Konen., *Ammonia ex gr. beccarii* (L.), *A. pseudobeccarii* (Putrja), *Protelphidium martkobi* (Bogd.), *P. subgranosum* (Egger), *Elphidium aff. rugosum* (Orb.), *E. cf. ligatum* Krash., *Nonion bogdanowiczi* Volosh., *Nonionella cf. karaganica*



			Стратиграфические схемы смежных регионов		
Альминский район	Центральный район	Индольский район	Керченский полуостров	Северное Причерноморье	
			Босфорский		
			Портаферский		
Одесские	Одесские	Новороссийские	Новороссийские	Новороссийские	
Евпаторийские	Евпаторийские				
Конгериевые	Конгериевые	Конгериевые	Конгериевые	Конгериевые	
Дозиниевые	Дозиниевые	Дозиниевые	Дозиниевые	Дозиниевые	
Херсонские	Херсонские	Херсонские	Херсонские	Херсонские	
Днепропетровские	Днепропетровские	Днепропетровские	Днепропетровские	Днепропетровские	
Васильевские	Васильевские	Васильевские	Васильевские	Васильевские	
I	I	I	Новомосковские	Новомосковские	
			Збручские	Мактровые	
			Кужорские	Синдесмиевые	
Веселянские	Веселянские	Веселянские	Веселянские	Веселянские	
Сартаганские	Сартаганские	Сартаганские	Сартаганские	Сартаганские	
Эрвилиево-фоладовые	Эрвилиево-фоладовые	Эрвилиево-фоладовые	Эрвилиево-фоладовые	Эрвилиево-фоладовые	
Караганский	Караганский	Караганский	Караганский	Караганский	
Брыковские		Брыковские	Брыковские		
Юраковские		Юраковские	Юраковские		Томаковские слои
Тархан s. s.		Тархан s. str.	Тархан s. str.		
		Камышлакские	Камышлакские		Маячинская свита
		Королевская	Королевская		
		Арабатская	Арабатская		Чернобаевская
		Верхнекерлеутская	Верхнекерлеутская		Горностаевская

Krash., единичными мшанками и спирорбисами. Мощность 10–22 м.

В Присивашье (район г. Красноперекопска) караганские осадки развиты в виде песков, глин, известняков со *Spaniodontella pulchella* Bailly, *Mohrensternia grandis* Andruss.

По составу моллюсков и фораминифер отложения карагана четко выделяются в геологических разрезах и хорошо сопоставляются с одновоз-

растными образованиями Крымо-Кавказской области.

*Конский регион* принимается в объеме эрвилиево-фоладовых, сартаганских и веселянских слоев. Вопрос о стратиграфической принадлежности эрвилиево-фоладовых слоев является дискуссионным (Атлас среднемиоценовой фауны..., 1959; Молякко, 1960; Дидковский, 1964; Барг, 1969, 1993; Коюмджиева, Попов, 1985; Стратиграфия СССР, 1986). Результаты наших исследо-

ваний дают основание считать их подразделением конкского региояруса (Барг, Иванова, 1998).

Мелководные карбонатные фации эрвилиево-фоладовых слоев изучены в центральной части Симферопольского поднятия. В разрезе скв. 1-ск (с. Солнечное) под отложениями нижнего сармата с глубины 66 м отмечены следующие породы.

1. Известняки светло-серые, плотные с моллюсками *Varnea pseudoustjurtensis* Bog., фораминиферами *Miliolinella* sp., *Protelphidium subgranosum* (Egger), *Elphidium crispum* (L.), *Cassidulina?* *bogdanowiczii* Konen., *Cibicides* sp., *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb., скоплениями спириорбисов. Мощность 6.5 м.

2. Известняки буровато-серые, крепкие с фауной моллюсков *Ervilia trigonula* Sok., *Spiratella* cf. *andrussovi* (Zhizh.), *S.* cf. *koeneni* Kittl. Среди фораминифер наибольшее стратиграфическое значение имеют планктонные виды *Globigerina bulloides* Orb., *G. praebulloides* Blow., *G. tarchanensis* Subb. et Chutz., *G. dubia* Egger, *G. cf. falconensis* Blow и другие, а также бентосные *Eponides probatus* Krash., *Glabratella imperatoria* (Orb.), *Neobulimina elongata* (Orb.) и др. Комплекс дополняют остатки мшанок и морских ежей. Мощность 0.5 м.

Подстилаются описанные породы кофейно-серыми известняками карагана со *Spaniodontella pulchella* Bailly.

В скважине 2-ск (2 км к югу от с. Новоселовка) в светло-серых органогенно-детритовых известняках мощностью 2.1 м со *Spirorbis*, моллюсками *Varnea pseudoustjurtensis* Bog. содержатся редкие фораминиферы *Quinqueloculina* sp., *Triloculina* sp., *Guttulina* sp., *Fissurina* sp., *Globigerina* ex gr. *bulloides* Orb.

На северо-восточном склоне Симферопольского поднятия в скв. 42 (3 км к западу от с. Зерновое) залегающие под отложениями сартаганского эрвилиево-фоладовые слои представлены относительно глубоководными темно-серыми алевроитовыми глинами мощностью 14 м с массовым количеством фораминифер *Discorbis kartvelicus* Krash. и более редкими *D. effusus* Krash., *D. ukrainicus* Satanov., *D. risillus* Bogd., *Cassidulina?* *bogdanowiczii* Konen., *Miliolinella* sp., спириателлами, обилием радиолярий (определение П.Ю. Лозыняка) *Cenosphaera*, *Liosphaera*, *Heliomma* (*Thecosphaera*), *Cenellipsis*, *Ellipsohiphus*, *Cannartus*, *Phacodiscus*, *Druppula*, *Callocectetus*, диатомей, спикул губок. Первые находки многочисленных радиолярий, приуроченные к эрвилиево-фоладовым слоям Равнинного Крыма (Барг, Лозыняк, 1997; Барг, Иванова, 1998), позволяют сопоставить последние с низами косовской свиты (вербовецкими слоями) Предкарпатья, солотвинской свитой Закарпатья (Стратиграфия СССР, 1986), а также одновозрастными образованиями Польши и Румынии (Барвич-Пискож, 1969; Dumitrica, 1965).

Наиболее полным по объему является разрез конкского региояруса, вскрытый скв. 513 (у с. Ячменного) на Акманайском перешейке, где выделены все три подразделения, отложения которых описаны ниже (сверху вниз).

Веселянские слои. Глины светло-серые, слабоалевритистые с обилием мелких спикул и диатомей. Здесь определены *Acanthocardia andrussovi* (Sok.), *Quinqueloculina consobrina sarmatica* Gerke, *Articulina tenella* Eichw., *Ammonia beccarii* (L.), *Nonion bogdanowiczii* Volosh., *Elphidium joukovi* Serova и др. Мощность 35.5 м.

Сартаганские слои. Переслаивание глин, алевроитов, аргиллитоподобных глин, содержащих *Spiratella konkensis* Zhizh., *Miliolinella* sp., *Dentalina spinosa* Orb; *Discorbis kartvelicus* Krash., *Cassidulina?* *bogdanowiczii* Konen., *Globigerina bulloides* Orb., *G. cf. tarchanensis* Subb. et Chutz., *Subbotina* cf. *cognata* (Pishv.), *Turborotalia mayeri* (Cushm. et Ell.), *Bulimina elongata subulata* Cushm. et Park., *Bolivina dilatata* Reuss и др., редкие пиритизированные радиолярии, обломки игл морских ежей, спикулы губок. Мощность 50.5 м.

Эрвилиево-фоладовые слои. Глины темно-серые до черных с моллюсками *Varnea pseudoustjurtensis* Bog., *Abra* sp., *Spiratella konkensis* (Zhizh.), единичными фораминиферами *Nodosaria* sp., *Globigerina* sp. и др., радиоляриями, диатомеями, обломками игл морских ежей. Мощность 31.5 м.

На границе эрвилиево-фоладовых и собственно караганских слоев отмечены гравелиты, содержащие смешанную конкско-караганскую фауну моллюсков и фораминифер: *Spiratella* sp., *Abra* sp., *Paphia* sp., *Corbula* sp., *Spaniodontella* sp., *Globigerina* cf. *bollii* Cita et Premoli Silva, *Discorbis kartvelicus* Krash., *Ammonia beccarii* (L.), *Elphidium macellum* (F. et M.) и др. Данные отложения указывают на перерыв между названными стратиграфическими подразделениями, что еще раз свидетельствует о правомерности отнесения эрвилиево-фоладовых слоев к конкскому региоярусу.

Особый интерес имеют находки мелководных и глубоководных фаций сартаганских слоев. Первые до настоящего времени были известны только на Тарханкутском полуострове (Атлас среднемиоценовой фауны..., 1959). Вторые установлены нами в скважинах 87 (с. Золотое Поле), 42 (близ с. Зернового), 50 (с. Новожиловка) (Барг, Носовский, 1993).

В центральной части Симферопольского поднятия (скв. 5-ск – 4 км к северо-востоку от с. Чайкино) в толще перекристаллизованных нубекуляриевых известняков на глубине 47.0–47.6 м встречены: *Nubecularia novorossica* forma *crustaformis* Bogd., *Quinqueloculina gracilis* Karrer, *Q. ex. gr. reussi* (Bogd.), *Pyrgo* cf. *affinis* (Orb.), *P. inornata* (Orb.), *Spirolina* sp., *Borelis* sp., *Elphidium aculeatum* (Orb.),

*Globigerina* sp., крупные спирателлы, спирорбисы, одиночные кораллы, иглы морских ежей. Сходным комплексом, но с преобладанием борелисов (*Borelis melo* (F. et M.), *B. cf. pilus* Serova), охарактеризованы сартаганские отложения скв. 2-ск (близ с. Новоселовка). Одновозрастные осадки Альминской впадины (скв. 42 – с. Николаевка) содержат обилие разнообразных миллиолид (*Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Spirolina*, *Hauerina*).

Наиболее мощный разрез относительно глубоководных образований сартагана изучен нами на Акманайском перешейке (скв. 513 – близ с. Ячменного), описание которого приведено выше.

Веселянские слои конкского региояруса, встречающиеся во многих районах Равнинного Крыма, содержат обедненную солоноватоводную фауну, свидетельствующую о нарушении солевого режима бассейна. Присутствие их отмечено на Акманайском перешейке, в скв. 513 (у с. Ячменного) в интервале 115.5–151.0 м в виде светло-серых слабоалевритистых глин. В Альминской впадине, в скв. 6-ск (близ с. Прудовое) в интервале 126.0–139.0 м они представлены светло-серыми органогенными известняками. На восточном склоне Симферопольского поднятия (с. Найденовка) отложения веселянского возраста слагаются светло-серыми глинами мощностью 2.0 м. В Присивашье осадки веселянских слоев, мощностью 6.6–19.1 м, литологически выраженные переслаиванием перекристаллизованных известняков и песчаников, установлены на Красноперекопской площади. Одновозрастные отложения, представленные крепкими органогенно-обломочными известняками мощностью до 16 м, обнаружены Т.И. Пищиковой в районе г. Джанкоя (Пищикова, 1992).

В состав общего комплекса фауны веселянских слоев исследуемой территории входят следующие виды моллюсков и фораминифер: *Plicatiforma praeplicata* (Hilb.), *Corbula gibba* Olivi, *Ervilia trigonula* Sok., *Alveinus nitidus* (Reuss.), *Acanthocardia andrussovi* (Sok.), *Mutilaster volhynicus* (Eichw.), *Venerupis vitaliana* (Orb.), *Quinqueloculina ex gr. consobrina* (Orb.), *Q. consobrina sarmatica* (Gerke), *Q. ex gr. reussi* (Bogd.), *Q. reussi sartaganica* Krash., *Articulina tenella* (Eichw.), *Elphidium macellum* (F. et M.), *E. joukovi* Serova, *Ammonia galiciana* (Putrja), *A. pseudobeccarii* (Putrja), *Nonion bogdanowiczii* Volosh., *Bulimina elongata* Orb. и др.

Анализ фаунистических остатков конкских отложений Равнинного Крыма дает возможность сопоставить их с одновозрастными образованиями верхнего бадения Западного Паратетиса (Андреева-Григорович и др., 1995).

*Сарматский региоярус.* Породы региояруса, широко распространенные в Равнинном Крыму, представлены как терригенно-карбонатными, так и относительно глубоководными глинистыми

фашиями. Последние, наиболее развитые в восточной части изучаемой территории, слагают мощные толщи нерасчлененной красноперекопской свиты ранне-среднесарматского возраста. Результаты исследования фораминифер позволяют стратифицировать сарматские отложения не только в ранге подъярусов – волынского, бессарабского и херсонского, – но и выделить более дробные подразделения – слои (горизонты в понимании В.Я. Дидковского (Дидковский, 1964)).

*Нижний сармат (волынский региоподъярус).* Кужорские слои. Данные образования в исследованных разрезах либо несогласно перекрывают более древние осадки конкского региояруса (центральная часть Симферопольского поднятия), либо слагают с ними непрерывную последовательность (Присивашье, Альминская впадина, Акманайский перешеек). В первом случае подтверждением является резкая смена на границе конки и сармата комплексов полигалинной микрофауны с *Borelis*, *Pyrgo*, *Spiratella* ассоциациями эвригалинных *Nonion*, *Elphidium*, *Protelphidium*. В другом – наблюдается сходство позднеконкских и ранне-сарматских ориктоценозов (*Articulina*, *Elphidium*, *Ammonia*), отличающихся присутствием в веселянских слоях немногочисленных, типичных для конки представителей *Bulimina* и *Bolivina*. Мощность кужорских слоев от 1.0–5.0 м на Симферопольском поднятии до 33.0 м на Акманайском перешейке.

*Збручские слои.* Переход от нижележащих кужорских отложений выражен литологически в Альминской впадине и центральной части Симферопольского поднятия. На Акманайском перешейке основанием для выделения збручских слоев является почти полное исчезновение *Quinqueloculina karteri* Reuss с подвидами и увеличением в комплексах количества эльфидаид. Мощность 5.0–25.0 м.

*Средний сармат (бессарабский региоподъярус).* Проведение границы между нижним и средним сарматом в однородных глинистых и карбонатных толщах обосновывается появлением типичных среднесарматских *Dogielina cf. kaptarenko* Bogd. et Didk. (Акманайский перешеек), *Articulina apscheronica* Bogd., *Protelphidium aragviense* (Djan.) (Симферопольское поднятие), *Spirolina cf. pseudostelligera* Didk. (Присивашье).

*Новомосковские слои.* Характеризуются присутствием в ориктоценозах как свойственных для збручских слоев *Quinqueloculina reussi* (Bogd.), *Q. sarmatica* Karter, многочисленных эльфидаид, так и представителей новых родов и видов (*Dogielina cf. kaptarenko* Bogd. et Didk., *Articulina apscheronica* Bogd., *Quinqueloculina arcuata* (Didk. et Gudina), *Q. delicatula* (Kolesnik.), *Q. ex gr. voloshinova* (Bogd.), *Triloculina aff. ukrainica* (Serova) и др.). Мощность 0.4–20.0 м.

Васильевские слои. Четко отделяются от более древних отложений обилием типичных среднесарматских фораминифер (*Dogielina*, *Sarmatiella*, *Meandroloculina*, *Nubecularia* и др.). Фаунистические отличия для глубоководных и прибрежных фаций заключаются в преобладании в первых палочковидных милиолид (*Dogielina*, *Sarmatiella* и др.), а во вторых – прикрепляющихся (*Nubecularia*). Мощность 5.0–34.0 м.

Днепропетровские слои. В большинстве изученных разрезов выделяются как литологически, так и по резкому обеднению ориктоценозов, для которых типично присутствие немногочисленных *Triloculina*, *Flintina*, *Protelphidium*, *Elphidium* и др. Мощность 5.0–30.0 м.

*Верхний сармат (херсонский региоподъярус).* Характеризуется либо полным отсутствием фораминифер, либо наличием единичных, практически неопределимых до вида форм, а также преотложенной меловой и палеогеновой микрофауны, редких гиригонитов харовых водорослей. В наиболее глубоководных глинистых разрезах Акманайского перешейка обнаружена однообразная ассоциация фораминифер с преобладанием *Discorbis kartvelicus* Krash. Интересно, что сходная мономорфная фауна, состоящая из близких указанному виду дискорбисов, известна из верхнего сармата Азербайджана (Победина и др., 1956). Мощность 5.0–85.0 м.

Смена верхнесарматских отложений мэотическими прослежена почти во всех исследованных районах и выражается появлением характерных для мэотиса видов фораминифер.

*Мэотический региоярус.* Новейшие материалы геолого-съемочных работ на Акманайском перешейке дают дополнительные данные к решению вопроса о двучленном делении этого региояруса в Равнинном Крыму. В большинстве скважин отложения мэотиса представлены мелководными карбонатными фациями. Исключение составляют разрезы южного борта Индоло-Кубанского прогиба, где преобладают песчано-глинистые осадки. Наиболее полный разрез мэотиса из всех известных на юге Украины изучен нами на Акманайском перешейке в скв. 501 в 4.3 км к северо-западу от с. Фронтового. Здесь, под образованиями киммерийского региояруса в интервале 138.0–149.2 м исследована толща песчано-глинистых пород. Верхняя часть разреза мощностью 11.2 м содержит обедненный комплекс фораминифер: *Quinqueloculina seminula* maeticica Gerke, *Q. gracilis* Karter, *Elphidium fedorowi* Bogd., *E. macellum* maeticum Gerke, *Ammonia pseudobeccarii* (Putrja), *Bolivina dilatata* Reuss, позволяющий отнести эти отложения к акманайскому региоподъярису. В большей по мощности (21.5 м) нижней части разреза, сопоставляемой с багеровским региоподъярусом, впервые обнаружены планктонные

фораминиферы: *Globigerina bulloides* Orb., *G. dubia* Egger, *G. cf. tarchanensis* Subb. et Chutz., *Globorotalia scitula* Brady, *G. brevispira* (Subb.), *Turborotalia mayeri* (Cushman. et Ell.), *Globigerinoides cf. trilobus* (Reuss) и др. (Богданович, Иванова, 1977). Наряду с планктоном встречается и многочисленный бентос, типичный для мэотических осадков Крымо-Кавказской области.

В скважине 520 в 3 км к северу от с. Владиславовки нижняя часть разреза (багеровский региоподъярус) представлена зеленовато-серыми песчаными глинами мощностью до 15 м, содержащими нормально-морскую фауну моллюсков: *Disinia maeticica* Andruss., *Mytilaster volhynicus* (Eichw.), *Ervilia minuta* Sinz., *Loripes pseudoniveus* (Andruss.), *Cerastoderma arcella mithridatis* (Andruss.), *Abra tellinoides* (Sinz.), *Congeria panticapea* Andruss. Верхняя часть (акманайский региоподъярус) слагается зеленовато-серыми глинами, переслаивающимися со светло-серыми песчаниками и алевролитами (мощностью до 40 м) с солоноватоводными *Congeria subnovorossica* Andruss., *C. amygdaloides* Dunk.

В Присивашье мэотические отложения, литологически выраженные светло- и желтовато-серыми органогенно-детритовыми известняками мощностью до 40 м, установлены в скв. 107 с. Вишневка. Встреченная здесь многочисленная фауна моллюсков и фораминифер позволяет выделить в разрезе нижнюю, морскую, и верхнюю, солоноватоводную, части. Подобные разрезы изучены в скважинах 105 (с. Красноармейское), 104 (с. Томашевка), 102 (с. Целинное) и др.

Осадки мэотического региояруса по характеру ископаемых комплексов сопоставляются с разновозрастными образованиями Крымо-Кавказской области (Стратиграфия СССР, 1986). Находки Е.М. Богданович нанопланктона в породах багеровского (зона *Discoaster hamatus* (NN 9) и *D. neohamatus* (NN 10)) и акманайского (зона *Discoaster neohamatus* (NN 10)) региоподъярусов, позволяют коррелировать мэотис с тортоном Средиземноморья (Богданович, Иванова, 1977), подтверждая ранее проведенные исследования (Ильина, 1980; Невеская и др., 1984).

На основании проведенных биостратиграфических исследований историю геологического развития Равнинного Крыма в миоцене можно представить в следующем виде.

В начале позднекерлеутского (горностаевского) времени на данной территории сохранялся морской бассейн, распространившийся сюда еще в раннем керлеуте (аскании) в результате интенсивных поднятий в районе Северо-Западного Кавказа. К концу позднего керлеута рост Кавказа прекратился, и началась регрессия морского бассейна, постепенно превратившая Равнинный Крым и Северное Причерноморье в сушу.

Новая, относительно кратковременная, трансгрессия вновь пришла с Северо-Западного Кавказа в арабатское (чернобаевское) время. Ольгинский бассейн Северного Предкавказья имел непосредственную связь с арабатским морем Крыма и чернобаевским Северного Причерноморья. В конце арабатского времени начинается регрессия морского бассейна, отразившаяся в накоплении королевской свиты Крыма, рицевской свиты Предкавказья и каржинских слоев Северного Причерноморья.

Одной из наиболее крупных трансгрессий в конце раннего миоцена является тарханская (томаковская), распространившаяся из Предкарпаття вследствие усиленного роста Карпатского мегантиклинория в нагорянское (баличское) время. Вдоль внешнего края Карпат образовался Предкарпатский краевой прогиб, море из которого трансгрессировало в Предкарпаття, южные районы Молдовы, Северное Причерноморье и Крым. В Предкарпаття формировались осадки нагорянских и бережанских слоев, в Молдове – подольской свиты, в Северном Причерноморье – томаковских слоев и маячкинской свиты, в Крыму – тарханского региояруса.

Названная трансгрессия продвигалась двумя ветвями. Одна из них прошла между Добруджей и Крымским полуостровом, внедрившись в виде залива в Альминскую впадину, где обнаружены многочисленные остатки планктонных фораминифер и нанопланктона. Вторая ветвь трансгрессии распространялась по наиболее глубоким участкам Каркинитского прогиба. Тарханкутское поднятие и центральная часть Симферопольского представляли собой сушу. Наиболее полные разрезы тархана сохранились на Керченском полуострове и Акманайском перешейке.

В конце юраковского времени началась регрессия морского бассейна, который покинул территории Крыма, Северного Причерноморья и Молдовы. Связь с Предкарпатьем прекратилась, что подтверждается отсутствием на изучаемой территории достоверных аналогов нижнебаденских отложений с характерной фауной планктонных фораминифер *Orbulina suturalis* Bronn. (Барг и др., 1992).

Следующая трансгрессия на территорию Равнинного Крыма распространилась только во второй половине чокрака в результате восходящих движений в мегантиклинории Северо-Западного Кавказа. Наши исследования показали, что в Северном Причерноморье, Равнинном Крыму и на Керченском полуострове существовал длительный континентальный перерыв (Барг, 1993). Это подтверждается и тектонической обстановкой в Центральном Предкавказье (Косарев, 1971). С.Я. Рамской (устное сообщение) предполагает наличие континентальных отложений чо-

крака на Акманайском перешейке – между селами Владиславовка и Новопокровка, – и на Керченском полуострове – в районе с. Красногорка и между Королевской антиклиналью и Парпачским грэбнем.

Можно предположить, что позднечокрацкий бассейн, отличавшийся мелководностью, занимал значительно большую площадь, чем современное Черное море. Это подтверждается находками верхнего чокрака в акватории (Голицыньское поднятие, район г. Севастополя), а также в ряде скважин по северному борту Каркинитского прогиба и в районе Внешней гряды Крымских гор.

Вслед за позднечокрацкой в Северо-Западном Предкавказье распространилась караганская трансгрессия, продолжительность которой выразилась в интенсивном размыве подстилающих отложений, на которых караган располагается со значительным стратиграфическим перерывом. Указанная трансгрессия достигла Северного Причерноморья во второй половине карагана (Носовский, 1960), что подтверждается находками первичных доломитов в разрезах наиболее глубоких участков Каркинитского прогиба (Херсонская и Николаевская области) (Барг, 1993). Как известно, формирование таких пород происходит на заключительных стадиях трансгрессивных циклов (Чекунов и др., 1976).

После отступления караганского моря в районе Индоло-Кубанского прогиба в регрессирующем бассейне отлагались эрвилиево-фоладовые слои. Многие исследователи ими завершают караганский цикл осадконакопления, но в то же время признают, что в момент их образования существовала связь с полносолеными морями Центральной и Западной Европы (Савронь и др., 1990; Коненкова, Ольштынская, 1996).

В результате усилившихся тектонических движений в Карпатском мегантиклинории позднебаденский бассейн через Молдову, южные районы Преддобруджья и северные районы Одесской области проник в Северное Причерноморье и Равнинный Крым, соединившись с эрвилиево-фоладовым и увеличив его соленость. Пик трансгрессии был, очевидно, в конце эрвилиево-фоладового времени, когда бассейн достиг южного борта Индоло-Кубанского прогиба, где в разрезах отмечено присутствие планктонных фораминифер и радиолярий. О несомненном отнесении эрвилиево-фоладовых слоев к конкскому региоярису свидетельствует тесная генетическая связь их фауны с сартаганскими и веселянскими слоями. Образование сартаганских слоев Северного Причерноморья и Крыма происходило в условиях нарастающей трансгрессии. Осадки веселянских слоев формировались в регрессирующем морском бассейне.

Вследствие горообразовательных процессов в Крымском мегантиклинории в конце среднего

миоцена территорию Равнинного Крыма заняло раннесарматское море. В раннем сармате самая глубоководная часть бассейна была приурочена к Индольскому прогибу, где отлагались глинистые осадки.

Наиболее крупной трансгрессией являлась среднесарматская, распространившаяся на севере в юго-восточной части Украинского щита, а на западе дошедшая до территории Молдовы.

В отдельных районах Крыма и Северного Причерноморья в раннем и начале среднего сармата существовали однообразные экологические условия, которые привели к накоплению черных битуминозных глин нерасчлененной красноперекопской свиты. Аридизация климата в среднесарматское время способствовала некоторому повышению солености вод морского бассейна (Белокрыс, 1967). В результате отступления последнего на отдельных участках Равнинного Крыма возникла суша, а в районе Каховки образовались континентальные каховские слои (Молякко, 1960).

В позднем сармате в Равнинном Крыму, особенно в Присивашье, формировались доломиты, характерные для осолоненных бассейнов.

В раннем мэотисе (багеровское время) в Равнинном Крыму существовал полузамкнутый морской бассейн с несколько пониженной соленостью, пришедший, предположительно, из районов Восточного Средиземноморья (Ильина, 1980; Богданович, Иванова, 1997). Породы акманайского региоподъяруса отлагались в регрессирующем морском бассейне. В отдельные краткие промежутки времени приток нормально-морских вод возобновлялся, с чем связано присутствие редких стеногалинных фораминифер (*Heterolera*, *Globorotalia*, *Reussella*).

Что касается осадков понтического региояруса, то отнесение их к миоцену пока подтверждено только находками нанопланктона (Семенов, Люльева, 1978). Фораминиферы в понте практически отсутствуют, а комплексы малакофауны резко отличны от мэотических (Барг, 1993).

В заключение следует подчеркнуть, что на основании проведенных исследований акцент в настоящей статье сделан на предполагаемых западных связях ранне- и среднемиоценовых бассейнов Восточного Паратетиса, к которым относились также моря Равнинного Крыма. При этом, принимая во внимание известные литературные данные (Гончарова, 1989; Гончарова, Щерба, 1997; Гончарова, Ильина, 1997; Невеская и др., 1984, 1986), нельзя не учитывать возможности проникновения нормально-морских вод и со стороны юго-восточных районов Восточного Паратетиса.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреева-Григорович А.С., Грузман А.Д. та інші.* Схема стратиграфії неогенових відкладів Західного (Центрального) Паратетису в межах України // Палеонт. зб. Львів: Львівський держ. ун-т, 1995. № 31. С. 8–82.
- Атлас среднемиоценовой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959. 387 с.
- Барвич-Пискож В.* Миоценовый радиолариевый горизонт в Лендзинах (Верхне-Силезский бассейн) // Бюл. Польск. АН. Сер. геол. и геогр. наук. 1969. Т. 17. № 3/4. С. 177–184.
- Барг И.М.* Эрвилиевые и фоладовые комплексы в среднемиоценовых отложениях Южной Украины // Биол. МОИП. Отд. геологии. 1969. № 4. С. 78–83.
- Барг И.М.* Биостратиграфия верхнего кайнозоя Южной Украины. Днепропетровск: ДГУ, Днепропетровский ун-т, 1993. 196 с.
- Барг И.М., Венглинский И.В., Пасечный Г.В.* О новой находке тарханских отложений в Равнинном Крыму // Докл. АН СССР. 1992. Т. 322. № 1. С. 114–120.
- Барг И.М., Иванова Т.А.* Новые данные о тарханских отложениях Акманайского перешейка (Крым) // Доп. НАН України. 1997. № 5. С. 118–120.
- Барг И.М., Иванова Т.А.* Об объеме конкского региояруса Равнинного Крыма // Доп. НАН України. 1998. № 2. С. 134–138.
- Барг И.М., Лозыняк П.Ю.* Радиолариевый горизонт миоцена Южной Украины // Доп. НАН України. 1997. № 7. С. 124–126.
- Барг И.М., Носовский М.Ф.* Арабатская свита Керченского полуострова // Докл. АН Украины. 1993. № 2. С. 129–131.
- Барг И.М., Носовский М.Ф.* О сартаганском этапе развития Южной Украины // Докл. АН СССР. 1993. Т. 328. № 6. С. 717–719.
- Белокрыс Л.С.* Опреснялось ли южноукраинское Сарматское море // Сов. геология. 1967. № 7. С. 97–119.
- Богданович Е.М.* Палеоэкологические особенности нанопланктонных комплексов в тарханских отложениях Крыма // Биостратиграфия и эколого-биосферные аспекты палеонтологии. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 1998. С. 11–12.
- Богданович Е.М., Иванова Т.А.* О новой находке планктонных организмов в мэотических отложениях Крыма // Доп. НАН України. 1997. № 6. С. 127–129. Геология СССР. Крым. М.: Недра, 1969. Т. 8. 572 с.
- Гончарова И.А.* Двустворчатые моллюски чокракского и тарханского бассейнов. М.: Наука, 1989. 200 с.
- Гончарова И.А., Щерба И.Г.* Паратетис в конце ранне-среднем миоцене и его связи с окружающими бассейнами // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 102–107.
- Гончарова И.А., Ильина Л.Б.* О взаимоотношении среднемиоценовых бассейнов Западного и Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 6. С. 64–72.
- Дидковский В.Я.* Биостратиграфия неогеновых отложений юга Русской платформы по фауне фораминифер: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев: КГУ, 1964. 40 с.

- Иванова Т.А., Барг И.М., Богданович Е.М.* Тарханский региоарус Равнинного Крыма // Изв. вузов. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 44–50.
- Ильина Л.Б.* О связи мэотического моря с Восточным Тетисом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 7. С. 138–142.
- Ильина Л.Б.* О связях среднемиоценовых (тархан–конка) бассейнов Восточного Паратетиса с соседними морями // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 2. М.: ПИН РАН, 1995. С. 133–136.
- Ильина Л.Б., Невеская Л.А., Парамонова Н.П.* Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии // Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР. 1976. Т. 155. С. 1–288.
- Коненкова И.Д.* Стратиграфическое расчленение олигоцен-миоценовых отложений Равнинного Крыма по фораминиферам. Днепропетровск, 1991. 19 с. Деп. в ВИНТИ 14.08.91, № 3460-В-91.
- Коненкова И.Д., Ольштынская А.П.* К вопросу о микропалеонтологической характеристике караганских отложений (средний миоцен Равнинного Крыма) // Биостратиграфічні дослідження при пошуках корисних копалин України. Київ: ІГН НАН України, 1996. С. 62.
- Косарев В.С.* Колебательные геотектонические движения и стратиграфическая делимость отложений верхнего эоцена, олигоцена и миоцена Центрального Предкавказья // Тр. ВНИИгаз. 1971. Вып. 31/39–32/40. С. 95–100.
- Коюмджиева Е., Попов Н.* Объем и подразделение караганского яруса (средний миоцен) Восточного Паратетиса // Geol. Carpathica. 1985. Т. 15. № 1. Р. 75–82.
- Молякко Г.І.* Неоген півдня України. Київ: АН УРСР, 1960. 207 с.
- Невеская Л.А., Воронина А.А., Гончарова И.А. и др.* История Паратетиса // Палеоокеанология. Колоквиум ОЗ. Доклады. Т. 3. XXVII. Междун. геол. конгрес. М.: Наука, 1984. С. 91–101.
- Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др.* История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука, 1986. 208 с.
- Носовский М.Ф.* Караганские отложения Южной Украины // Вопросы геологии и минералогии осадочных формаций Украинской ССР. Днепропетровск: Днепропетровский ун-т, 1960. С. 153–162.
- Носовский М.Ф., Богданович А.К.* Кавказский региоарус нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Днепропетровский, ун-т, 1980. С. 3–8.
- Пищикова Т.И.* Среднемиоценовые остракоды Равнинного Крыма. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1992. 24 с.
- Победина В.М., Ворошилова А.Г., Рыбина О.М., Кузнецова З.В.* Справочник по микрофауне средне- и верхнемиоценовых отложений Азербайджана. Баку: Азнефтеиздат, 1956. 192 с.
- Попов С.В., Воронина А.А., Гончарова И.А.* Стратиграфия и двустворчатые моллюски олигоцена–нижнего миоцена Восточного Паратетиса // Тр. Палеонт. ин-та РАН. 1993. Т. 256. 207 с.
- Попов С.В.* Зоогеография позднеолигоценовых бассейнов Западной Евразии по двустворчатым моллюскам // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 69–82.
- Савронь Э.Б., Сатановская З.Н., Крыстев Т.И.* О связи Восточного Паратетиса с водами Средиземноморья в варненское время (средний караган) // Доп. АН УРСР. Сер. Б. 1990. № 2. С. 24–26.
- Семененко В.Н., Люльева С.А.* Опыт прямой корреляции мио-плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск: Днепропетровский гос. ун-т, 1978. Вып. 2. С. 95–105.
- Стратиграфия СССР. Неогеновая система. (Полутом 1). М.: Недра, 1986. 419 с.
- Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И.* Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. Киев: Наукова думка, 1976. 162 с.
- Dumitrica P.* Sur la presence de Pheodaries fossiles dans le Tortonien des Subcarpathes roumanies // C.R. Acad. Sci. 1965. 260. P. 250–253.
- Roger J.* Le genre Chlamys dans les formations neogenes de l'Europe // Mon. Soc. Geol. France. Nov. ser. 1939. Mem. 40. 295 s.

Рецензенты В.А. Крашенинников,  
Л.А. Невеская

УДК 551.782(47+57)

## О СВЯЗЯХ СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕМИОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА С СОСЕДНИМИ МОРЯМИ

© 2000 г. Л. Б. Ильина

Палеонтологический институт РАН,  
117647 Москва, Профсоюзная ул., 123, Россия

Поступила в редакцию 20.04.98 г., получена после доработки 11.01.99 г.

Дана краткая история изменения гидрологии и характера фаун палеобассейнов Восточного Паратетиса в среднем и позднем миоцене. Сделана попытка установления местоположения проливов, через которые шло проникновение морских вод из соседних морей нормальной солёности. С этой целью проанализировано распределение наиболее разнообразных полигалинных комплексов в бассейнах Восточного Паратетиса, существовавших на разных этапах его развития. Сделан вывод, что сообщение с соседними морями происходило на юго-востоке Восточного Паратетиса в раннем чокраке, в среднем карагане (варненское время), в конке (сартаганское и веселянское время), в мэотисе и скорее всего в тархане. С Западным Паратетисом связь была в тархане, сармате и, возможно, в конце веселянки.

**Ключевые слова.** Восточный Паратетис, тархан, чокрак, караган, конка, сармат, мэотис, понт, моллюски, прохорез.

Смена бассейнов различного типа (от относительно нормальноморских до значительно распресненных, солоноватоводных) в Восточном Паратетисе зависела в основном от степени связей с водами Мирового океана. Изменения гидрологического режима сменявшихся во времени друг друга морей оказывали определенное влияние на состав населявшей их фауны. Чем свободнее было сообщение бассейнов Восточного Паратетиса с Мировым океаном, тем более солонолюбивая и разнообразная фауна в нем обитала. Затруднение связи с открытыми водами приводило к понижению солёности, вымиранию полигалинных форм и расцвету морских эвригалинных видов, появлению эндемиков, увеличение численности которых во многом зависело от длительности существования такого бассейна в аномальном солевом режиме. Почти полное замыкание бассейна приводило к вымиранию морских элементов и замене их солоноватоводными видами, способными обитать в солоноватых водах с отличным от морского ионным составом (каспийский тип бассейна, в котором преобладают ионы  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  и т.д.).

Последние работы по фауне среднего миоцена Восточного Паратетиса показывают, что практически все исследователи единодушны в том, что наиболее свободные связи с Мировым океаном были в тарханский и конкский века. Действительно, в раннетарханском море жили разнообразные морские виды моллюсков, в том числе и крылоногие, бентосные и планктонные фораминиферы, разнообразный наннопланктон, встречались

морские ежи, брахиоподы и кораллы. Солёность в это время была близка к нормальноморской (более 32‰). Однако со временем стало происходить некоторое обеднение состава фауны, что было связано с начавшимся ограничением связи тарханского моря с открытыми водами, хотя солёность вод тарханского бассейна ниже 30‰, по-видимому, не опускалась (Гончарова, 1989).

Следующий за тарханским – чокракский бассейн несколько расширил свои границы, и хотя связь его с открытыми водами в раннечокракское время была, по-видимому, достаточно широкой, все же солёность вод этого бассейна несколько отклонялась от нормальной, не снижаясь, однако, ниже 25‰. Уменьшилось число полигалинных видов моллюсков, значительно беднее был состав наннопланктона. Во второй половине чокрака началось замыкание и распреснение моря, что вызвало вымирание подавляющего большинства морских видов.

Еще большей изоляцией характеризовался караганский бассейн, солёность которого значительно отклонялась от нормальноморской. Его донная фауна была резко обеднена и эндемична, наннопланктон отсутствовал (Музылев, Головина, 1987). Только в середине карагана<sup>1</sup> – варненское время – вновь произошло кратковременное сообщение с водами Тетиса, повлекшее за собой прохорез ряда морских видов моллюсков, а также редких представителей наннопланктона.

<sup>1</sup> Стратификация карагана принята как в "Стратиграфии СССР", 1986.



Отклонявшаяся от нормальной соленость вод караганского моря в результате этого эпизода заметно не изменилась, но ее колебание привело к угасанию старых и появлению и преобладанию новых таксонов (*Savanella*, *Archaschenia* и др.). На следующем этапе – в картвелле – вместо *Lutetiidae* стали господствовать *Pholadidae*.

В начале конкского века (“сартаган”) Восточный Паратетис обрел достаточно широкое сообщение с Мировым океаном и соленость его вод стала близка к нормальной (не менее 30‰). В это время в бассейне поселились морские моллюски (среди которых было немало полигалинных видов), мшанки, разнообразные бентосные и планктонные фораминиферы, остракоды, сравнительно разнообразный наннопланктон, встречались иглокожие, иногда кораллы.

Такой режим просуществовал недолго. Прогрессирующее затруднение сообщения с открытыми водами привело к образованию менее соленого полуморского (“веселянского”) бассейна, в котором расселились эвригалинные, часто эндемичные виды. Однако и во второй половине конки не менее двух раз происходило расширение связей конкского моря с открытыми водами (Ильина, в печати). В самом конце конкского века такая кратковременная ингрессия морских вод охватила Закаспий (Западная Туркмения и др.), Грузию, Предкавказье, низовья р. Дон, Приазовье и др. (Ильина, 1993). В бассейн вселились довольно соленололюбивые виды моллюсков (*Turritella*, крупные *Natica*, *Murex* и др.), а по данным Ц.Д. Минашвили (1986) также и обильные *Helicospira kamptneri* Hay et Mohler (в разрезах Западной Грузии).

После этих ингрессий в результате заметного сокращения связи с открытыми водами море вновь начало распресняться. В раннесарматском бассейне произошло значительное обеднение (родов и семейств) всех групп морских организмов. Из моллюсков в бассейне расселились унаследованные позднебаденско-конкские эвригалинные виды и появилось немало новых эндемиков (Парамонова, 1994; Ильина, 1998). Только на западе бассейна, в его венско-паннонской, дакийской и частично эвксинской частях продолжали обитать в раннем и начале среднего сармата так называемые хемистеногалинные виды (термин Е. Коюмджиевой, 1969; Рошка, 1987). В западных частях Паратетиса в раннем и первой половине среднего сармата отмечено также присутствие обедненных комплексов планктонных фораминифер (Бобринская, Куренкова, 1986) и наиболее разнообразные ассоциации наннопланктона (Музылев, Головина, 1982). В начале среднего сармата появились новые средиземноморские иммигранты и среди бентосных фораминифер (Венглинский, 1975). Все это говорит о том, что на протяжении раннего и частично среднего сармата

Паратетис не терял сообщения с открытыми водами, хотя связь с океаном была весьма и весьма затрудненной. Если бы эта связь вообще отсутствовала, изменилась бы гидрология моря (во всяком случае его солевой состав), вымерли бы морские элементы, и на первый план вышла бы группа солоноватоводных видов (из *Bivalvia* – *Dreissenidae*, из *Gastropoda* – *Neitidae*, *Purgulidae* и др.). То есть сарматское море стало бы очень похожим на Паннонское озеро-море (после его замыкания в среднем сармате) или на ряд других солоноватоводных бассейнов каспийского типа. Высокий же эндемизм и специфичность ранне- и среднесарматской фауны (Парамонова, 1994; Ильина, 1998) объяснимы скорее всего не полной изоляцией этого бассейна от Мирового океана, а его существованием на протяжении очень длительного временного интервала (не менее 2 млн. лет) в условиях весьма затрудненной связи с открытыми водами. Очень монотипный и довольно бедный состав моллюсков и других групп фауны, отсутствие наннопланктона в позднесарматском море дают основание предполагать, что в это время связь Паратетиса с Мировым океаном значительно нарушилась и возможно даже полностью.

В раннем мэотисе вновь возобновилось сообщение с Мировым океаном. По-видимому, это сообщение происходило через ряд промежуточных бассейнов, так как в раннемэотическом море с самого начала уже был велик эндемизм его фауны (Ильина и др., 1976). Морские элементы в неизменном виде проникли в область Эвксино-Каспия (Западная Грузия) с максимальным развитием трансгрессии во второй половине раннего мэотиса (Ильина, 1980; История неогеновых моллюсков..., 1986). В это время в бассейне встречались и крылоногие моллюски (*Spiratella*), и довольно разнообразный наннопланктон (Semenenko et al., 1995). Разнообразный комплекс морских моллюсков отмечен также из формации Дафни в бассейне р. Стримон (Северо-восточная Греция). Правда, здесь наряду с некоторыми полигалинными и эвригалинными формами найдено и немало солоноватоводно-пресноводных элементов (Стеванович, Ильина, 1982).

В позднем мэотисе происходит явное замыкание бассейна и потеря связи с открытыми водами. В бассейне стали господствовать солоноватоводные формы (*Congerina*, *Theodoxus*, *Turricaspia*, *Pseudamnicola* и др.). В позднемэотическое время имела место кратковременная ингрессия морских вод, следы которой сохранились в Западной Грузии и на Керченском полуострове в виде редких находок некоторых эвригалинных морских форм – *Sphaerogonassa*, *Mastra* и некоторых других (Ильина и др., 1976; Ильина, 1980).

С понта в Паратетисе установился устойчивый солоноватоводный режим. Однако в раннепontiческий Эвксино-Каспийский бассейн проникли эвригалинные *Parvivenus widhalmi* (Sinz.), что ука-

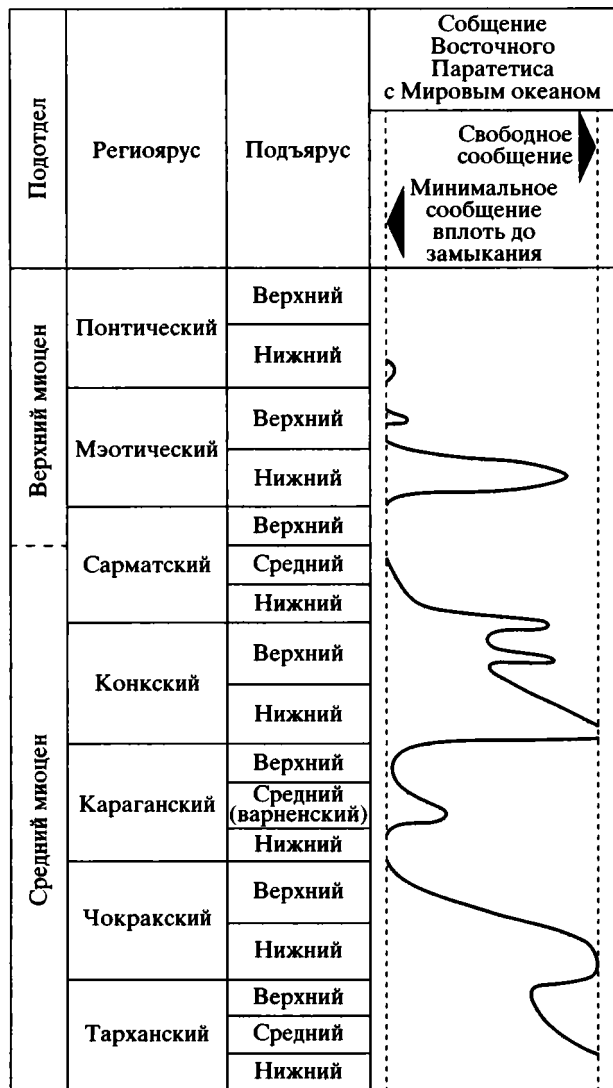


Рис. 1. Изменения характера сообщения с Мировым океаном бассейнов Восточного Паратетиса в среднем-позднем миоцене.

зывает на какую-то связь с морскими водами. Такова в общем картина изменения гидрологии (рис. 1) и характера фаун палеобассейнов Восточного Паратетиса в среднем и позднем миоцене.

Если факт наличия и характера водообмена бассейнов Восточного Паратетиса с Мировым океаном в определенные отрезки времени не вызывает сомнений, то местоположение проливов, через которые проходил этот водообмен и прохождение морских фаун, до сих пор до конца не ясно и вызывает споры. Прежде чем перейти к результатам анализа этого вопроса для бассейнов Восточного Паратетиса, следует воспользоваться данными по современному Черному морю.

В Черном море при солёности 17–18‰ обитает обедненная эвригалинная морская фауна Сре-

диземноморской субтропической биогеографической области (Голиков, Старобогатов, 1968). Из моллюсков – это около 80 видов двустворок и более 85 видов раковинных гастропод. Однако из них 20 видов двустворок и 16 видов гастропод встречаются только в Прибосфорье, т.е. в районе соединения Черного моря с водами Средиземноморья, где солёность естественно выше (20‰), чем для всей акватории Черного моря. Только для Прибосфорья отмечены иглокожие – морская звезда *Mathasterias glacialis* (L.), морской еж *Echinocyamus pusillus* (O. Mull.) и ряд морских видов офиур (Определитель фауны..., 1972). В других районах Черного моря этих животных нет.

Естественно, что во внутриконтинентальных морях с отклоняющейся от нормы солёностью наиболее полигалинные виды скорее всего могут быть приурочены именно к районам близким к проливам, через которые поступает более солёная вода и происходит прохождение морских форм. Исходя из этого, местоположение проливов, через которые шло проникновение морских вод в бассейны Восточного Паратетиса из соседних нормальносолёных бассейнов, можно установить (и то предположительно) по распределению в бассейне наиболее разнообразной полигалинной фауны.

Начнем с тархана. Скорее всего, тарханское море соединялось с открытыми водами на северо-западе бассейна (рис. 2, А). Можно предположить наличие пролива и соединения с Западным Паратетисом в районе, расположенном на территории Северного Причерноморья (Гончарова, 1989). В Приднепровье (с. Томаковка) насчитывается 40 видов двустворок и 20 видов гастропод. Причем значительный процент моллюсков представлен полигалинными видами, общими с карпатием и бадением (из гастропод – *Turritella*, *Nassarius*, *Arctothais*, *Clanculus* и др.). В то же время по данным И.А. Гончаровой не исключается проникновение некоторых полигалинных видов моллюсков, распространенных в тархане на Устьюрте, в Грузии и Западном Предкавказье, через Загросский<sup>2</sup> и Среднеараксинский проливы (Гончарова, Щерба, 1997). По другим группам, в частности по гастроподам, таких данных пока нет.

Анализ распространения чокракских моллюсков (особенно гастропод) позволяет считать, что соединение раннечокракского моря с открытыми водами могло быть именно на юго-востоке бассейна (рис. 2, Б). Наиболее разнообразны комплексы гастропод в Предкавказье, на Керченском п-ве, в Грузии и Закаспии (Северное Прикарабагское, Красноводский п-ов, Западный Колетдаг – хребет Геокоба). С удалением на запад разнообразие гастропод резко уменьшается. Впервые в Восточном Паратетисе именно в раннечокракское время

<sup>2</sup> Название неудачное, правильное – Верхнеевфратский.

появились и широко распространились в Западном и Центральном Предкавказье, на Керченском п-ве, в Грузии, на Устюрте, в Северном Прикарабогазье, на Краснодарском п-ве в Западном Копетдаге представители индопацифического рода *Obtortio* (Ильина, 1993; 1995). Западнее Керченского п-ва присутствие видов этого рода пока не выявлено, что дает основание предполагать, что чокракское море на западе связи с открытыми водами не имело. Соединение чокракского моря скорее всего происходило на юго-востоке бассейна, через “Загросский” и Среднеараксинский проливы, как это предполагают И.А. Гончарова и И.Г. Щерба (1997). Связь чокракского моря с Индо-Пацификой не была прямой, а могла происходить только через Восточное Средиземноморье, откуда могли прийти и многие другие средиземноморские гастроподы, населявшие восточную часть чокракского моря (Ильина, 1993).

Новый прохорез фауны произошел в середине карагана, когда вновь в восточных районах варненского моря (Мангышлак, Устюрт, Грузия, Предкавказье) появились морские моллюски по систематическому составу близкие к сильно обедненным конкским комплексам. И опять их распространение преимущественно в восточной части бассейна позволяет предположить наличие пролива где-то на юго-востоке, возможно в том же районе, где были проливы в чокракское время.

Наиболее ярко связь с открытыми водами на юго-востоке доказывает разнообразие и распространение полигалинных и относительно полигалинных моллюсков в самом начале конкского века, в так называемом сартаганском бассейне. Так, в Восточной Грузии (ст. Агара) из 42 видов моллюсков наиболее соленолобивыми были 30 видов, т.е. более 70%. Позже, уже во второй половине конки, во время нового прохореза средиземноморской фауны (п.г.т. Тульский, Мангышлак и другие местонахождения) процент полигалинных видов моллюсков был несколько ниже (от 45 до 52%). Но и в том и другом случае в более западных частях бассейна разнообразие моллюсков заметно снижено, а число полигалинных видов составляет единицы. Кроме того, на западе бассейна трудно определить к начальному или более позднему этапам истории конкского моря относятся те или иные комплексы полигалинных моллюсков.

В Закаспии (район Прикарабогазья), Грузии (с. Наспере и др.), Предкавказье (гора Дубровая), низовьях Дона (г. Новочеркасск), в Приазовье и др. в самом конце конкского времени отмечен новый прохорез морских моллюсков, в том числе туррителл, почти не известных до этого в числе. Число полигалинных видов в этих комплексах меньше, чем в базальном слое конки – в Предкавказье, например, из 46 видов 15 соленолобивых, а в низовьях Дона из 29 – всего 6. Приуроченность этих мор-

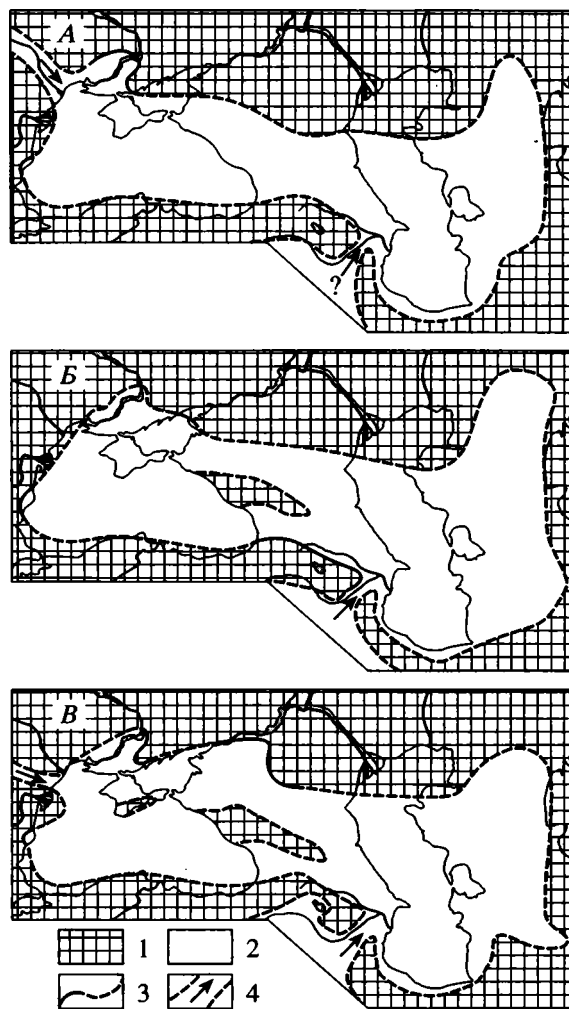


Рис. 2. Предполагаемые проливы, соединявшие Восточный Паратетис с соседними морями.

А – в тарханское время (по Гончаровой, Щерба, 1997);  
Б – в чокракское время (по Гончаровой, Щерба, 1997); В – в конкское время.

1 – суша; 2 – море; 3 – береговая линия; 4 – пролив.

ских комплексов к восточной и юго-восточной частям бассейна опять позволяет предположить его связь с Мировым океаном где-то на юго-востоке (рис. 2, В). В то же время наличие полигалинных представителей микрофауны и наннопланктона (Барг, Носовский, 1993; Музылев, Головина, 1987) в конкских отложениях, залегающих в западной части Восточного Паратетиса непосредственно под нижним сарматом, может говорить и о связи моря в самом конце века с позднебаденским Западным Паратетисом, возможно, через Преддобруджинский и Бырладский прогибы (Дідковський, Носовський, 1975).

Таким образом, тяготение наиболее разнообразной достаточно полигалинной фауны к восточным частям раннечокракского, варненского и конкского бассейнов позволяет предположить,

что районы Закавказья, Закаспия и Предкавказья находились под большим влиянием вод нормальной солености. Это дает основание полагать, что сообщение этих бассейнов Восточного Паратетиса происходило именно на юго-востоке.

На вероятность связи через Иран или Турцию в конкское ("сартаганское") время указывали еще Б.П. Жижченко (1947), А.В. Данов (1957) и М.М. Судо (1961). Эти исследователи в своих представлениях о палеогеографии того времени также опирались на наличие значительного разнообразия соленолобивых моллюсков в Закаспии. Как нам представляется, заселение преимущественно юго-восточных и восточных районов среднемиоценовых бассейнов Восточного Паратетиса относительно полигалинными элементами могло быть связано и с основным направлением течения во внутриконтинентальных морях против часовой стрелки (циклоническое направление) (Книпович, 1938).

О местонахождении пролива (или проливов), через который могла осуществляться связь (хотя и очень затрудненная) сарматского моря с открытыми водами, на основании имеющихся данных сказать трудно. Можно утверждать только, что на западе Паратетиса ощущалось большее влияние морского режима, чем в других районах акватории – здесь жили более соленолобивые виды моллюсков (*Crassostrea gryphoides* (Schlot.), *Gastropoda fragilis* (L.), *Brachidontes marginatus* (Eichw.), *Clavatulina doderleini* (M. Hoern.), *Ocenebrina sublavata striata* (Eichw.), *Mitrella scripta* (L.) и др. – Рошка, 1987; Парамонова, 1994; Ильина, 1998), встречены комплексы планктонных фораминифер и более разнообразный, чем в Восточном Паратетисе, наннопланктон.

В раннемэотическом море наибольшее разнообразие морских видов моллюсков, включая присутствие наиболее полигалинных для мэотиса средиземноморских форм (*Gibberula philippi* (Monterst.), *Rissoa ventricosa* Desm., *Alvania montagui* Payr. и др.), а также более богатый наннопланктон отмечается в Рионском заливе (Западная Грузия). Вполне вероятно, что связь мэотического бассейна со Средиземноморьем могла осуществляться так же, как и в среднемиоценовое время где-то на юго-востоке Паратетиса, возможно через территорию современной Восточной Турции или через Иран (Ильина, 1980; История неогеновых моллюсков..., 1986). С другой стороны, довольно разнообразный комплекс морских мэотических моллюсков, обнаруженный в бассейне р. Стримон, не исключает возможности соединения Средиземноморья и Паратетиса и где-то в районе греческой Македонии (Стеванович, Ильина, 1982). Однако, если предполагать связь через Эгейскую область, то непонятно, почему жившие там эвригалинные парвивенусы не вселились в Эвксино-

Каспий в мэотисе, а расселились в Восточном Паратетисе только в раннем понте. Кратковременная позднемэотическая ингрессия скорее всего не была связана с западным путем, который открылся только в раннем понте. Прохорез парвивенусов является тому подтверждением.

Установление не только времени, но и путей прохореза морской фауны дает возможность уточнения корреляций и детализации палеогеографических реконструкций. Однако для полного разрешения затронутых вопросов необходимо дальнейшее комплексное исследование этих групп животных, населявших палеобассейны Паратетиса в среднем и позднем миоцене. Основные трудности заключены в недостаточной геологической и стратиграфической изученности южной и юго-восточной окраин Паратетиса (пограничные территории Азербайджана, Ирана, Армении и Турции). Нет ответа пока и на вопрос, почему в области Средиземноморья на протяжении почти 3.5 млн. лет (серравалийский век, с отложениями которого коррелируются караган, конка и значительная часть сармата) не отмечено сколько-нибудь заметных изменений, в то время как в Паратетисе, особенно в Восточном, произошло немало существенных событий (варненская, ранне- и позднеконская трансгрессии, весьма значительное сокращение связи с открытыми водами в раннем карагане и сармате).

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Грант № 97-04-49870.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барг И.М., Носовский М.Ф. О сартаганском этапе развития Южной Украины // Докл. АН СССР. 1993. Т. 328. № 6. С. 717–719.
- Бобринская О.Г., Куренкова В.Г. Новые данные о находках планктонных фораминифер в сарматских отложениях Молдавии // Палеонтологическо-стратиграфические исследования мезозоя и кайнозоя междуручья Днестр–Прут. Кишинев: Штиинца, 1986. С. 665–674.
- Венглинский И.В. Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского прогиба. Киев: Наукова думка, 1975. 264 с.
- Голиков В.Н., Старобогатов Я.И. Зоогеографическая характеристика брюхоногих моллюсков Черного и Азовского морей // Биологические исследования Черного моря и его промысловых ресурсов. М.: Наука, 1968. С. 109–115.
- Гончарова И.А. Двустворчатые моллюски тарханского и чокракского бассейнов. М.: Наука, 1989. 197 с.
- Гончарова И.А., Щерба И.Г. Паратетис в конце ранне-среднем миоцене и его связи с окружающими бассейнами // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 102–107.
- Данов А.В. Палеогеографические условия территории в неогеновую эпоху // Геология СССР. Т. 22. Туркменская СССР. Ч. 1. М.: Гостоптехиздат, 1957. С. 297–304.

- Дідковський В.Я., Носовський М.Ф.* Причерноморська западина: Міоцен // Стратиграфія УРСР. Т. 10. Неоген. Київ: Наукова думка, 1975. С. 32–70.
- Жижченко Б.П.* О конкском горизонте Усть-Урта // Докл. АН СССР. 1947. Т. 58. № 8. С. 1741–1742.
- Ильина Л.Б.* О связях мэотического моря с Восточным Тетисом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 7. С. 138–142.
- Ильина Л.Б.* Определитель морских среднемиоценовых гастропод Юго-Западной Евразии. М.: Наука, 1993. 149 с.
- Ильина Л.Б.* О связях среднемиоценовых (тархан–конка) бассейнов Восточного Паратетиса с соседними морями // Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Вып. 2. М.: ПИН РАН, 1995. С. 133–136.
- Ильина Л.Б.* Зоогеография сарматских гастропод // Палеонтол. журн. 1998. № 4. С. 22–30.
- Ильина Л.Б.* О конкском регионарсе (средний миоцен) Восточного Паратетиса // Стратиграфия. Геол. корреляция. В печати.
- Ильина Л.Б., Невеская Л.А., Парамонова Н.П.* Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии. М.: Наука, 1976. 288 с.
- История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука, 1986. 208 с.
- Книпович Н.М.* Гидрология морей и солоноватых вод. М.–Л.: Пищепромиздат, 1938. 513 с.
- Коюмджиева Е.И.* Хемистеногалинни морски форми от долния сармат в северозападна България // Изв. Геол. ин-та. Сер. палеонтол. 1969. Кн. 18. С. 5–12.
- Минашвили Ц.Д.* Биостратиграфия миоценовых отложений Западной Грузии по известковому нанопланктону. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Тбилиси: ГИН АН ГрузССР, 1986. 20 с.
- Музылев Н.Г., Головина Л.А.* Связь Восточного Паратетиса и Мирового океана в раннем-среднем миоцене // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 12. С. 62–74.
- Определитель фауны Черного и Азовского морей. Киев: Наукова думка, 1972. Т. 3. 340 с.
- Парамонова Н.П.* История сарматских и акчагыльских двустворчатых моллюсков. М.: Наука, 1994. 212 с.
- Рошка В.Х.* Особенности состава и стратиграфического распространения брюхоногих моллюсков в сармате Молдавии и смежных районах Украины // Стратиграфия верхнего фанерозоя Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1987. С. 16–34.
- Стеванович П.М., Ильина Л.Б.* Стратиграфия мэотиса Восточной Сербии и соседних регионов по моллюскам // Bull. Acad. Serbe Sci. Arts. 1982. Т. 82. Cl. Sci. natur. mathemat. Sci. natur. № 23. P. 105–136.
- Стратиграфия СССР. Неогеновая система. М.: Недра, 1986. Полутом 1. 419 с.
- Судо М.М.* К вопросу о направлении иммиграции стеногалинной конкской фауны // Изв. АН Туркм. ССР. Сер. физ.-тех., хим. и геол. наук. 1961. № 2. С. 123.
- Semenenko V.N., Iljina L.B., Ljuljeva S.A.* About zonal correlation of the Meotian stage of the Eastern Paratethys // Roman. J. Stratigr. 1995. V. 76. Suppl. № 7. P. 115–117.

Рецензенты М.А. Ахметьев,  
Л.А. Невеская, И.С. Чумаков

УДК 551.8:551.793(470.3)

## КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ МОСКОВСКОГО ГОРИЗОНТА ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОДМОСКОВЬЯ

© 2000 г. С. И. Антонов, **Е. М. Малаева**, Г. И. Рычагов, Н. Г. Судакова*Московский государственный университет, географический факультет, Россия,  
119899 Москва, Воробьевы горы*

Поступила в редакцию 25.05.98 г., получена после доработки 01.02.99 г.

Московский ледниковый горизонт среднего плейстоцена центра Русской равнины, несмотря на его широкое распространение отличается относительно слабой изученностью: нет, в частности, общепринятой региональной схемы его стратиграфического расчленения. По данным подробно изученной группы разрезов Можайско-Тарусского радиуса оледенения предлагается подразделение московского оледенения на ряд стадий. Наиболее четко выделяются боровская, калужская, можайская и краснохолмская, разделенные потеплениями различного ранга. Аналитические (литолого-минералогические и спорово-пыльцевые) исследования в сочетании с абсолютными (РТЛ) датировками показали, что интервал между первой и второй (боровской и калужской) стадиями, названный нами протвинским, был наиболее продолжительным, отличался существенными изменениями спорово-пыльцевых спектров от прохладного до умеренно теплого – близкого к межледниковому, и поэтому может быть отнесен к мегаинтерстадиальному рангу. Осадки этого интервала имеют широкое распространение и могут коррелироваться с отложениями выделенного ранее костромского интервала Среднего Поволжья. Это позволяет уверенно выделять в пределах московской эпохи три крупных этапа: ранний, средний (протвинский) и поздний московский.

**Ключевые слова.** Стратиграфия, стадии московского оледенения, литология, протвинский мегаинтерстадиал, спорово-пыльцевые спектры, палинозоны.

Московский ледниковый горизонт среднего плейстоцена, слагающий верхнюю часть четвертичного разреза Подмосковья, имеет очень широкое распространение. Ему соответствует первый сверху моренный комплекс, перекрытый лишь тонким слоем покровных образований. Несмотря на хорошую обнаженность и повсеместную доступность к изучению, московский горизонт и московское оледенение (временной интервал 190(200)–130 тыс. лет назад все еще недостаточно исследованы. И хотя стратиграфическое положение московского горизонта понимается довольно определенно, однако его палеогеографическое содержание и оценка событий этого времени трактуются по-разному. Исследователи не одинаково проводят максимальную границу московского оледенения, выделяют разное количество ледниковых стадий, дают различную интерпретацию разрезов и палеогеографических событий второй половины среднего плейстоцена Подмосковья (Москвитин, 1946, 1967; Заррина, Краснов, 1984; Величко, 1980; Шик, Чеботарева, 1982; Шик, 1957, 1981, 1993).

Впервые, как самостоятельный, московский ледниковый горизонт был выделен А.И. Москвитиним (1936, 1946) и на основании, главным образом, геоморфологических данных были отмечены две стадии: первая (максимальная) – бронницкая и

вторая – икшинская, разделенные интервалом межстадиального ранга. С.М. Шиком (1957) по палеоботаническим данным была обоснована климатическая самостоятельность московского оледенения. Однако дискуссия по этому вопросу идет и по сей день. Продолжается обсуждение статуса московского оледенения и днепровско-московского (одинцовского, шкловского) интервала (межледниковье, межстадиал, мегаинтерстадиал). Не останавливаясь в данной статье на вопросе о статусе московского оледенения, укажем лишь, что авторы ранее рассматривали эти проблемы (Антонов и др., 1991, Комплексный анализ..., 1992), и пришли к выводу о самостоятельности московского и предшествующего ему днепровского оледенений и принадлежности этих событий и соответствующих им горизонтов к среднему плейстоцену.

Написание этой статьи обусловлено тем, что исследование ледниковых горизонтов, а также палеогеографических условий осадконакопления во время ледниковых эпох долгие годы базировалось, в основном, на геоморфологических и литолого-минералогических данных, тогда как палинологические материалы, широко используемые для характеристики межледниковий при описании холодных эпох, как правило, не производились или не учитывались. И только в 1965 г. В.В. Писаревой (1965) в ходе исследований Костромского Повол-

жья были охарактеризованы палинологические спектры озерно-ледниковых толщ, разделяющие два слоя московской морены. По ее данным в этих толщах преобладает пыльца древесно-кустарниковой растительности (60–75%). Наряду с пыльцой древовидной березы, сосны и ели отмечается значительное количество зерен кустарниковых берез (до 20%) и ольховника до (12%), указывается на присутствие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы липы, вяза, лещины, изредка дуба и граба (в сумме не более 5–10%). Автором высказано предположение, что пыльца широколиственных видов в озерно-ледниковых толщах находится во вторичном залегании. Палеогеографические условия этого среднемосковского интервала, получившего название костромского, квалифицированы как достаточно теплые, но несколько более прохладные, чем современные. В последующих работах, посвященных эпохе среднего плейстоцена (Носов, Скиба, 1975; Шик, 1981; Московский ледниковый...), были описаны и палинологически охарактеризованы еще около двух десятков разрезов, вскрывающих морены и межморенные слои московского горизонта: Красный Бор (Смоленская обл.), Ястребово (Верея), Пекино (северо-западное Подмосковье). В целом для межморенных слоев характерны межстадиальные климатические обстановки, преобладание пыльцы древесных пород с последовательностью смены видов: береза–сосна, ель–береза. В пробах в небольших количествах (в сумме до 10%) постоянно присутствовала пыльца широколиственных пород (липа, дуб, вяз, клен, изредка граб), но при интерпретации она, как правило, не учитывалась авторами.

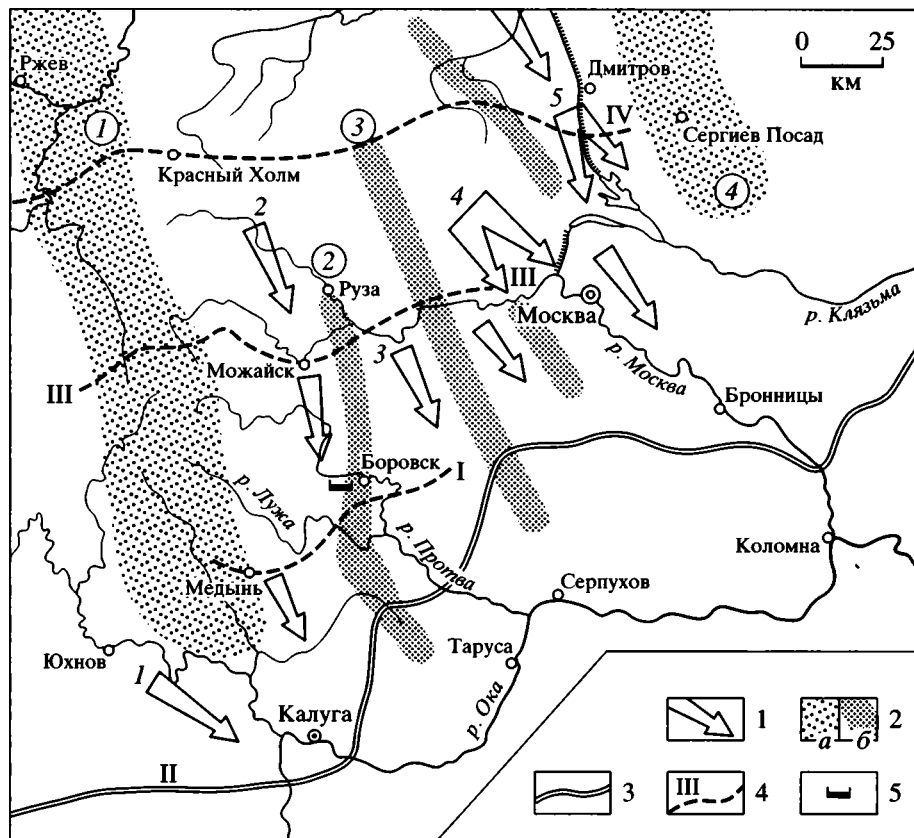
Проблема интерпретации пыльцевых флор межстадиального типа, включающих элементы широколиственной группы, актуальна и для внеледниковой зоны. Здесь можно отметить данные по осадкам, участвующим в строении III террасы р. Оки у д. Крутицы (Зеликсон, Моносзон 1981), которые отнесены к домаксимальной стадии московского оледенения. Авторы указывают, что растительность интерстадиала была представлена лесными формациями из обыкновенной и сибирской сосны, березы и лиственницы. Присутствующая в отложениях единичная пыльца широколиственных видов, по мнению исследователей, является переотложенной из верхнеплиоценовых отложений.

В упомянутой выше сводке (Московский ледниковый..., 1982) новому осмыслению подверглись разрезы межморенных отложений Центра Русской равнины, описанные в предшествующие годы и ранее трактовавшиеся как днепровско-московские (одинцовские) (Погуляев, 1955; Рельеф и стратиграфия..., 1961; Чеботарева, 1959; Данилова, 1959; Разрезы ледниковых отложений..., 1977). Все эти слои также были отнесены к московскому горизонту. В работе С.М. Шика (1981)

осадки костромского интервала коррелируются с заведомо межледниковыми отложениями Верхнего Поволжья, так называемыми отложениями “бежецкого типа” и высказываются суждения о межледниковом статусе этого интервала, а значит о существовании в среднем плейстоцене трех самостоятельных оледенений. Однако в дальнейшем эта точка зрения в его работах не получила подтверждения (Шик, Бирюков, 1989). Межледниковый статус этих отложений (Барминское межледниковье с изотопным возрастом  $190 \pm 20$  т.л.н.) со ссылкой на данные С.М. Шика впоследствии поддержал лишь В.А. Зубаков (1992).

Региональный характер костромского межстадиала по мнению В.П. Гричука (1989) и Я.К. Еловичевой (Yelovicheva, 1985) достаточно убедительно подтверждается палеоботаническими материалами серии разрезов, изученных в Белоруссии и в центре Русской равнины.

В те же годы в ходе исследования строения ледниковых комплексов и литолого-минералогического состава разновозрастных морен Русской равнины (Гайгалас, 1979; Астапова, 1978; Судакова, 1990 и др.) были выявлены особенности состава вещества морен, закономерности их формирования, основные питающие провинции и пути разноса осадков движущимся льдом. На основании сопряженного анализа (гранулометрии, петрографии обломков, минералогии тяжелой и глинистой фракций, а также магнитных свойств мелкозема морен и их изотопных датировок) получены четкие критерии диагностики разновозрастных ледниковых комплексов, что позволило проводить межрайонные корреляции ледниковых осадков, корректировать возрастные привязки слоев в отдельных разрезах, уточнить объемы того или иного стратиграфического горизонта. Проведенные работы дали возможность наметить наиболее представительные районы для изучения разновозрастных ледниковых комплексов. Такими районами стали Приднепровье, Ярославское Поволжье, а также южное и юго-западное Подмосковье (рис. 1). Именно при изучении последнего района (Можайской, Боровской и Тарусской групп разрезов) Н.Г. Судаковой (Разрезы ледниковых отложений..., 1977; Ананьева и др., 1979; Судакова, Большаков, 1980; Судакова, 1990) были получены надежные данные о наличии трех литолого-минералогических разностей московской морены (сверху вниз:  $M_0$ ,  $M_1$ ,  $M_2$ ), отвечающих разным стадиям московского оледенения. При этом, осадки самой нижней ( $M_2$ ) морены связывались с максимальной – калужской стадией, а две последующие – ( $M_1$  и  $M_0$ ) соответственно с боровской и можайской стадиями, отвечающими этапам последовательного убывания ледникового покрова. Позднее при проведении более детальных работ в данном районе (бассейн р. Протвы) были получены сведения, несколько корректиру-



**Рис. 1.** Структура Московского ледникового покрова в центральной части Русской равнины.

1 – ледниковые потоки: 1 – Угринский, 2 – Потвинско-Лужский; 3 – Нарский, 4 – Истринский, 5 – Яхромский; 2 – ледораздельные зоны: а) первого порядка, б) второго порядка; цифры в кружках: 1 – Ржевско-Медынской, 2 – Рузско-Малоярославецкая, 3 – Клинско-Вороновская, 4 – Сергиев-Посадская; 3 – максимальная граница Московского оледенения; 4 – предполагаемое положение стадийных границ: I – Боровской (моренная разность  $M_2$ ), II – Калужской, максимальной (моренная разность  $M_1$ ), III – Можайской (моренная разность  $M_0$ ), IV – Краснохолмской; 5 – положение геологического профиля, показанного на рис. 2.

ющие эти представления (Антонов, 1990; Комплексный анализ..., 1992). Так, ограниченное распространение моренной разности  $M_2$  на вершинах междуречий и, напротив, широкое развитие здесь разности  $M_1$  позволили связывать именно последнюю с максимальной стадией московского оледенения<sup>1</sup>. Кроме того, наличие между моренными слоями во многих разрезах довольно мощной (до 10–12 м) толщи осадков различного генезиса (водноледниковых, озерных и др.) дает основание полагать, что эпохи накопления этих морен разделялись довольно крупным временным интервалом, превышающим эпизоды между стадиями. Сопоставление ледниковых горизонтов в пределах Можайско-Тарусского ледникового радиуса (рис. 1) позволили выделить на широте поселков Красный Холм, Князьи горы следы, по крайней мере, еще одной ледниковой стадии московского оледенения – “краснохолмской” (Анто-

нов и др., 1995), вероятно отвечающей икшинской стадии А.И. Москвитина. Таким образом, к началу 90-х годов сформировалось вполне определенное мнение о существовании в пределах московского горизонта нескольких морен, разделенных осадками ряда межстадиальных и межфазиальных интервалов, из которых один наиболее крупный, “костромской” (“икшинский” по А.А. Носову, Л.А. Скиба (1975)), имеет широкое региональное распространение. Значительная пространственная изменчивость ледниковых отложений вынуждает авторов пока воздержаться от корреляции удаленных друг от друга разрезов московского горизонта и сосредоточить внимание на сопоставлении данных компактно расположенных обнажений и скважин, сравнение которых наиболее надежно. Таким районом может служить Боровская группа разрезов в бассейне Средней Протвы.

По бассейну Средней Протвы, приходящемуся на центральную часть зоны Можайско-Тарусского радиуса оледенения, где в свое время были выделены ряд стадийных разностей московской

<sup>1</sup> Следует отметить, что по этому вопросу точки зрения авторов не идентичны.



морены, получен обширный материал по вещественному составу четвертичных отложений (Ананьева и др., 1979; Антонов, 1990; Комплексный анализ..., 1992; Строение и история..., 1996) в том числе и по палинологии осадков второй половины среднего плейстоцена. До последнего времени стратиграфические границы ледниковых горизонтов в изученных разрезах этой территории определялись главным образом по литолого-минералогическим данным, и только недавно осадки московского горизонта получили палинологические характеристики. В результате были получены материалы, показывающие не только условия осадконакопления во время московской эпохи, но и служащие независимым критерием проведения стратиграфических рубежей. Кроме того, отложения исследуемого горизонта датировались с помощью радиотермолюминесцентного (РТЛ) анализа, выполненного О.А. Куликовым (Комплексный анализ..., 1992).

В бассейне Средней Протвы (рис. 2) отложения московского горизонта прослеживаются в широком гипсометрическом интервале от вершин водоразделов до склонов речных долин. Эти отложения, включающие ледниковые, флювиогляциальные, озерные и аллювиальные разности залегают на коренных породах карбона и осадках нижележащего днепровского горизонта, а перекрываются небольшим (1,5–3 м) слоем покровных лёссовидных суглинков средне-позднеплейстоценового возраста. На подробно изученной территории ключевого участка, представляющей моренную равнину, мощность московского горизонта составляет от 3–5 до 20–25 м (рис. 2), тогда как за ее пределами, в области конечно-моренного рельефа может достигать 35–40 м и более, главным образом за счет увеличения мощности моренных разностей (Антонов, 1990; Комплексный анализ..., 1992). Нашими исследованиями установлено, что минералогические спектры московской морены, в отличие от днепровских отложений с глауконит-сидерит-сульфидной минералогической ассоциацией характеризуются почти полным отсутствием указанных минералов. На порядок здесь повышен фон роговой обманки (до 25%) и граната (до 15%). В целом московская морена на правом берегу р. Протвы отличается гранат-роговообманковой ассоциацией. Судя по гранулограммам, эти моренные суглинки менее глинистые и более опесчаненные по сравнению с днепровской мореной. Минералогические спектры мелкопесчаной и крупноалевритовой фракции относительно обогащены компонентами Балтийской питающей провинции за счет сокращения доли местного материала (рис. 3). Детальное бурение и аналитическое изучение разрезов на правом берегу р. Протвы между деревнями Беницы и Бутовка (рис. 2) показало значительную пространственную изменчивость ледниковых отложений, неоднократное выклинивание и замещение

одних горизонтов другими на весьма ограниченном пространстве (до 1 км), что еще раз подчеркивает необходимость постоянного литолого-минералогического контроля при прослеживании того или иного горизонта, а также при корреляции отдельных его разрезов. Так, двуслойный разрез морены с толщей разделяющих озерных и водноледниковых осадков в одном случае (скв. В-8-1) включает осадки двух оледенений (днепровского и московского), в другом (скв. Г-8-2) – три разновидности морены (днепровская и две московские), причем нижняя московская разность –  $g\Pi m s_1 (M_2)$  залегает непосредственно на днепровской (рис. 3), в третьем (скв. К-8-1) отмечены осадки двух разностей московской морены –  $g\Pi m s_3$  и  $g\Pi m s_1 (M_1$  и  $M_2)$ , наконец, в четвертом случае (скв. Е-9-3) разрез содержит два слоя одной (поздней) разности московской морены –  $g\Pi m s_3 (M_2)$ .

Самый верхний по абсолютным отметкам (209 м) разрез К-8-1, расположенный на вершинной части цокольной дочетвертичной возвышенности, вскрыл помимо осадков двух моренных разностей толщу озерных алевритов и глин подпрудного приледникового озера. Аналогичные озерные отложения встречаются и на северных склонах ряда возвышенностей правобережья р. Протвы к западу от рассматриваемого участка. Описаны они и восточнее этого района на обширных территориях левобережья р. Москвы и на междуречье Протвы и Нары, где озерные толщи залегают либо на морене ранней стадии московского оледенения, либо между двух моренных разностей (Исакин, 1976). Таким образом, эти озерные толщи отличаются как достаточно широким распространением, значительной мощностью (5–10 м), так и четким стратиграфическим положением.

Осадки, вскрытые скважиной Е-9-3, приурочены к более низкой междуречной структурной ступени с меньшей мощностью рыхлого чехла, в составе которого отмечаются отложения одной, самой поздней литолого-минералогической разности московской морены, разделенной линзой водноледниковых осадков. Наконец, скважины Г-8-2 и В-8-1 вскрывают отложения московского горизонта, приуроченные к древней долине, заполненной в домосковское время мощными (20–30 м) толщами осадков, большая часть которых представлена мореной предшествующего днепровского оледенения и доднепровским аллювием. В прибрежной части погребенной долины отложения московского горизонта включают обе моренные разности с разделяющими их слоями, тогда как в центральной ее части (скв. В-8-1) нижняя пачка московской морены оказалась размыва водноледниковым потоком и на ее месте сформирован слой песчано-галечных осадков. Прослеживая по площади эти отложения, можно отметить, что они встречаются вдоль современной

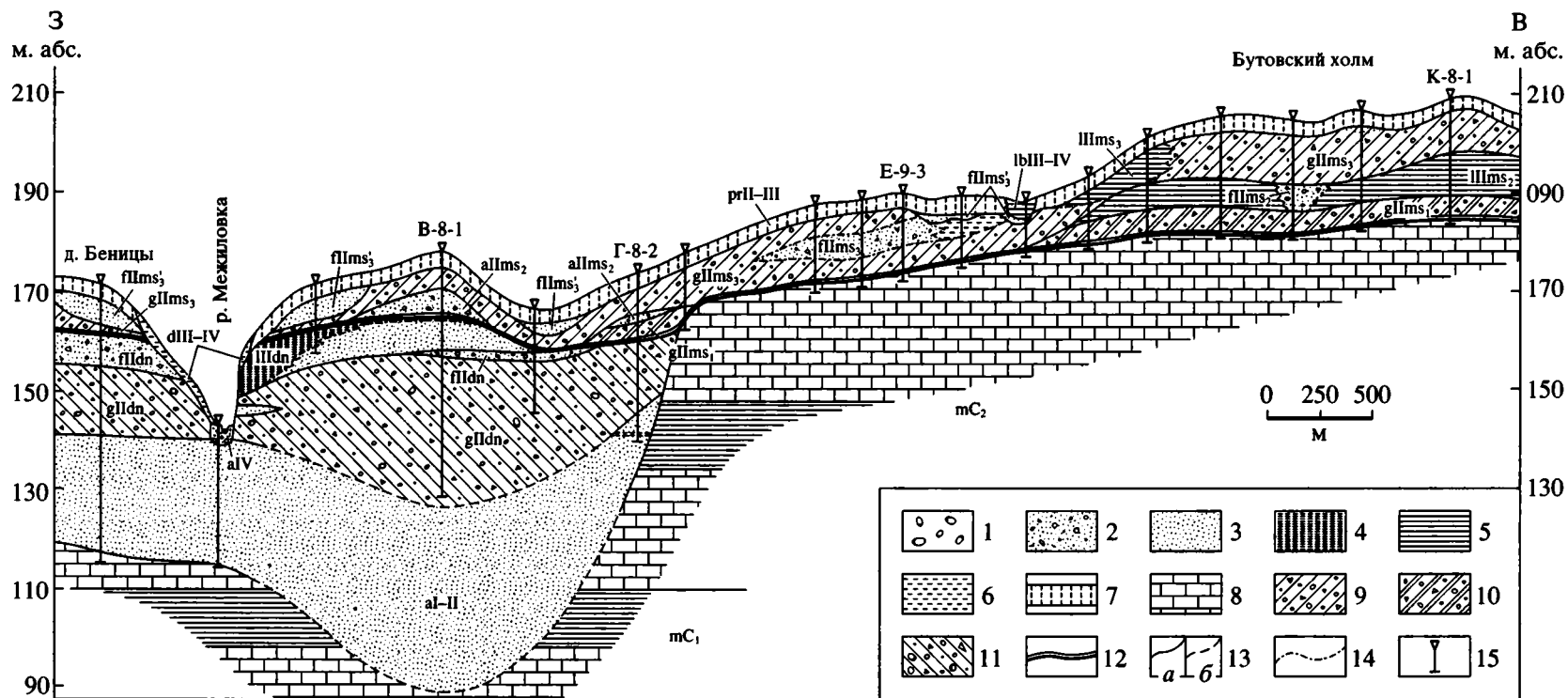
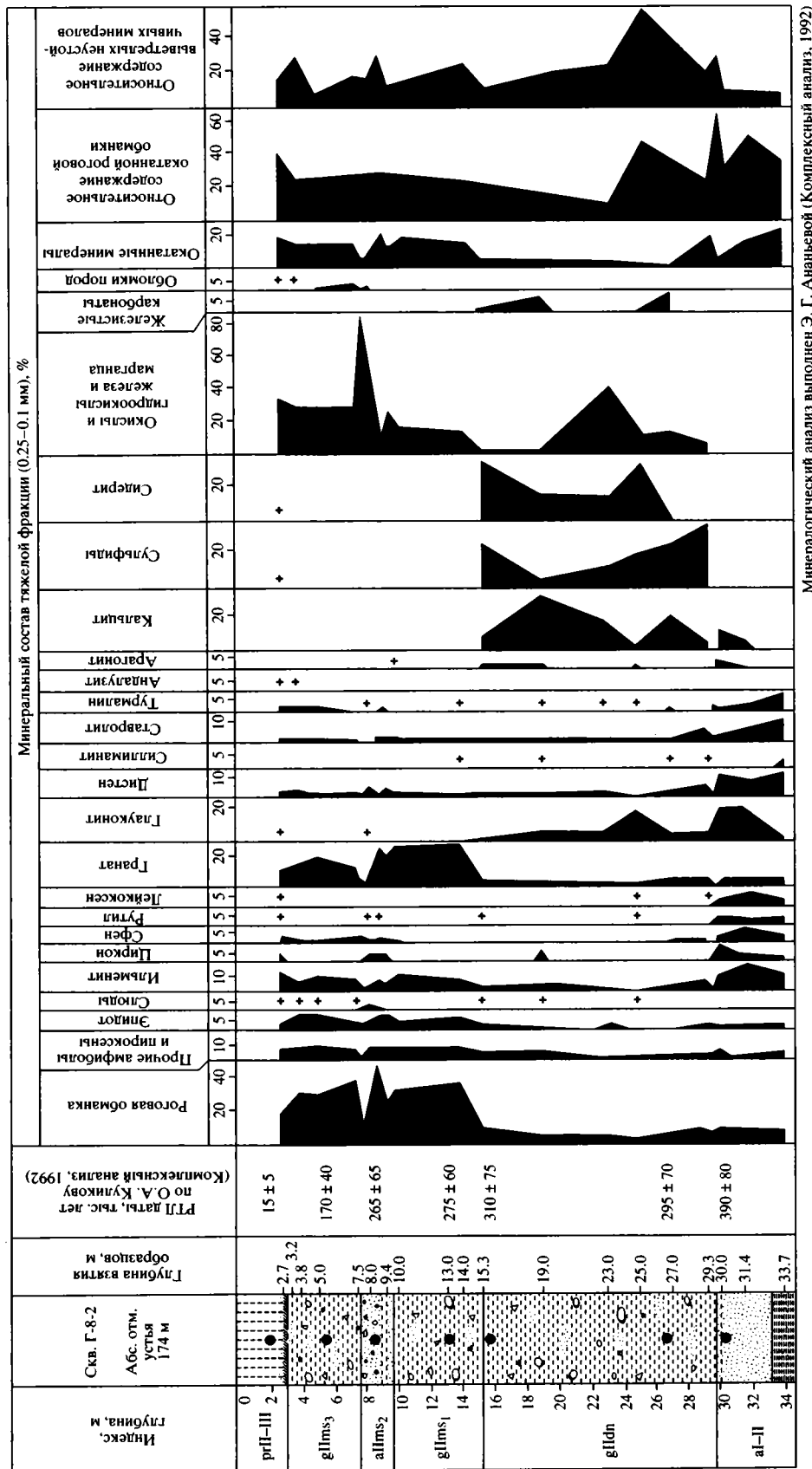


Рис. 2. Геологический профиль по правобережью р. Протвы в районе г. Боровска.

1 – валуны; 2 – гравий и галька; 3 – песок; 4 – алеврит; 5 – глина; 6 – суглинок; 7 – покровный суглинок; 8 – известняк; валунные суглинки (морена): 9 – второй (калужской) стадии среднеплейстоценового московского оледенения ( $M_1$ ), 10 – ранней (боровской) стадии московского оледенения ( $M_2$ ), 11 – среднеплейстоценового днепровского оледенения; 12 – нижняя граница московского горизонта; 13 – прочие стратиграфические границы: а) достоверные, б) предполагаемые; 14 – фациальные границы, 15 – буровые скважины. Индексами обозначены отложения: aIV – голоценовые, аллювиальные; позднплейстоцен-голоценовые (нерасчлененные): dIII-IV – делювиальные, lbIII-IV – озерно-болотные; поздн-среднеплейстоценовые (нерасчлененные) pII-III – покровные; среднеплейстоценовые: flms<sub>3</sub> – позднемосковские, надморенные, флювиогляциальные; flms<sub>3</sub>, IIIms<sub>3</sub>, gllms<sub>3</sub> – позднемосковские, флювиогляциальные, озерные, гляциальные ( $M_1$ ); allms<sub>2</sub>, flms<sub>2</sub>, IIIms<sub>2</sub> – среднемосковские, аллювиальные, флювиогляциальные, озерные; gllms<sub>2</sub> – раннемосковские, гляциальные ( $M_2$ ); flldn, IIIldn, gllldn – днепровские флювиогляциальные, озерные, гляциальные; ранне-среднеплейстоценовые (нерасчлененные): al-II аллювиальные; ранне- и среднекарбонные: mC<sub>1</sub>, 2 – морские.



Минералогический анализ выполнен Э. Г. Анянцовой (Комплексный анализ, 1992)

Рис. 3. Минералогическая диаграмма отложений, вскрытых скважиной Г-8-2. Условные обозначения см. на рис. 2.

долины р. Протвы, на абсолютных высотах 175–180 м. Это позволяет полагать, что вдоль северного склона Боровско-Малоярославецкой возвышенности проходила ложбина водноледникового стока, близкая по положению к современной долине р. Протвы. Учитывая существование на склоне той же возвышенности, но на более высоких гипсометрических отметках следов подпрудного озера (см. выше), можно с уверенностью считать песчаные осадки потока, вскрытые скважинами Г-8-2 и В-8-1 более поздними (в пределах того же стратиграфического интервала), чем озерные глины Бутовского холма. Верхняя моренная разность  $M_1$ , завершающая перечисленные разрезы, содержит прослой и линзы песчаных и суглинистых водноледниковых осадков, следы водноледниковой переработки при кратковременных отступаниях ледникового края.

Завершающая часть разреза московского горизонта представлена в бассейне р. Протвы песчано-галечными водноледниковыми отложениями ложбин стока и долинных зандров, а также суглинистыми озерными осадками в междуречных западинах. Все эти отложения вложены в толщю моренной разности  $M_1$ . Судя по косвенным данным (геоморфологические условия залегания и распространения, мощности разделяющих осадков), временные интервалы, разделяющие вторую (максимальную) и последующие стадии московского оледенения были существенно меньше, чем промежуток между первой и второй стадиями.

Таким образом, в составе московского горизонта среднего плейстоцена в бассейне р. Протвы на основании литолого-минералогических и геоморфологических данных выделяются следующие климатостратиграфические подразделения более низкого ранга (подгоризонты?): раннемосковское, которому соответствует нижняя моренная разность  $M_2$ , среднемосковское, отвечающее продолжительному межстадиальному интервалу, и позднемосковское, соответствующее второй стадии оледенения и моренной разности  $M_1$ , а также включающее водноледниковые и озерные осадки, а севернее данного района морены более поздних стадий оледенения (можайской ( $M_0$ ), краснохолмской и др.).

Детальный палинологический анализ ледниковых и межморенных отложений московского горизонта выявил важные палеогеографические особенности условий их осадкообразования. Так, в отложениях нижней моренной толщи ( $ms_1$ , палинозона 1), изученных в скважинах К-8-1 (рис. 4) и Г-8-2 (рис. 5) зафиксировано относительно невысокое содержание микрофоссилий при некотором преобладании пыльцы древесных пород. В ее составе выделяется пыльца березы, сосны, ольхи, а из широколиственных отмечены единичные зерна лещины и липы. Среди кустарничков встречаются

карликовые виды березы и ольховника. Травянистые представлены полынными, лебедовыми, небольшим количеством злаков.

Палинологический состав среднемосковских межморенных отложений был изучен в трех скважинах (К-8-1, Г-8-2, В-8-1), рассмотрение которых в указанной последовательности позволяет проследить условия осадкообразования в бассейне Средней Протвы в течение большей части среднемосковской эпохи. Наиболее ранние фазы среднемосковского интервала представлены в осадках скважины К-8-1, залегающих непосредственно над отложениями нижнего моренного горизонта. Спорово-пыльцевые данные позволяют выделить в осадках указанного интервала данной скважины две палинозоны. Если в первой ( $ms_2$ , палинозона 2), соседствующей с палинозоной раннемосковского моренного горизонта, сохраняются соотношения пыльцы фоновых компонентов – в составе древесных по-прежнему преобладает пыльца березы, сосны и ольхи и несколько возрастает количество пыльцы ольховника (в отдельных пробах), кустарниковых берез и вересковых, то во второй (палинозона 3) отмечаются резкие изменения соотношений пыльцы и спор. Для нее характерно резкое увеличение содержания пыльцы сосны, появление единичных включений пыльцы дуба, значительное возрастание доли спор (гроздовник, папоротники). Указанные изменения, вероятно, отвечают времени смены природных обстановок в области осадкообразования, вызванных спуском подпрудного озера и потеплением климата.

Более поздняя часть отложений межморенной толщи, вскрываемая скважинами Г-8-2 и В-8-1 (рис. 5, 6), относится, по-видимому, уже ко второй половине среднемосковского времени и часть рассматриваемой эпохи оказывается не представленной геологическими данными. В песчано-галечных осадках горизонта, вскрытых в этих скважинах, палинологические данные (характеристики общего состава и отдельных компонентов) дают соотношения близкие к показателям современного аллювия р. Протвы. В слоях 5 и 6 скважины Г-8-2, как и в слое 5 скважины В-8-1 (палинозона 4) в пробах наблюдается высокая концентрация пыльцы и отсутствие резких колебаний в графиках распределения пыльцы дендрофлоры. Здесь на фоне обычного (сосново-березового с участием ели и ольхи) состава древесной пыльцы происходит постепенное увеличение содержания широколиственных видов (главным образом за счет пыльцы липы – до 16–20%). Травянистая группа отражает состав лугово-лесных и луговых сообществ (преобладают злаки и разнотравье, встречается пыльца водных растений). В верхней части слоя 5 (скв. В-8-1) (рис. 6) отмечается аномальное содержание споровой группы, на 90% состоящей из спор папоротников, что характеризует

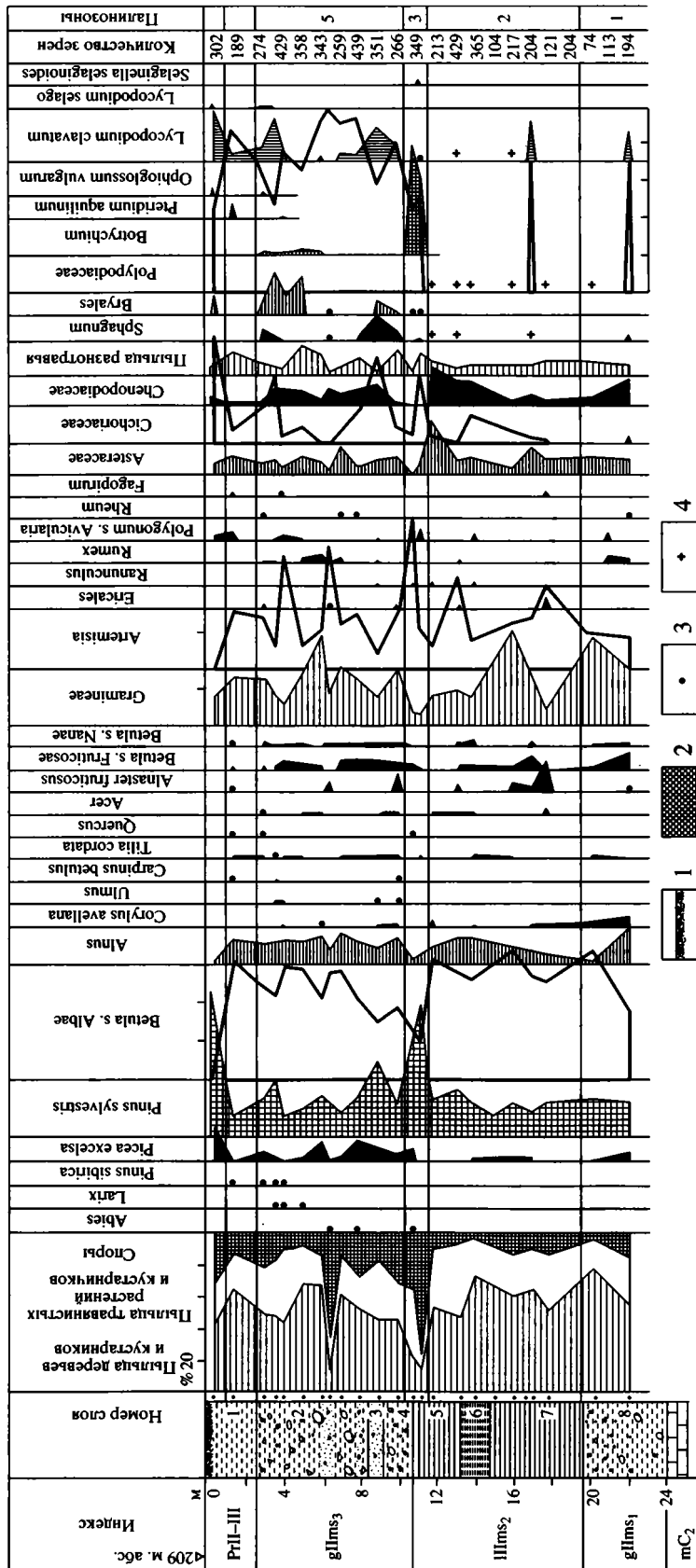


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых скважиной К-8-1. 1 – современный почвенно-растительный слой; 2 – погребенный гумусированный горизонт; 3 – содержание пыльцы и спор менее 1%; 4 – единичные зерна. Осевые усл. обозначения см. на рис. 2.

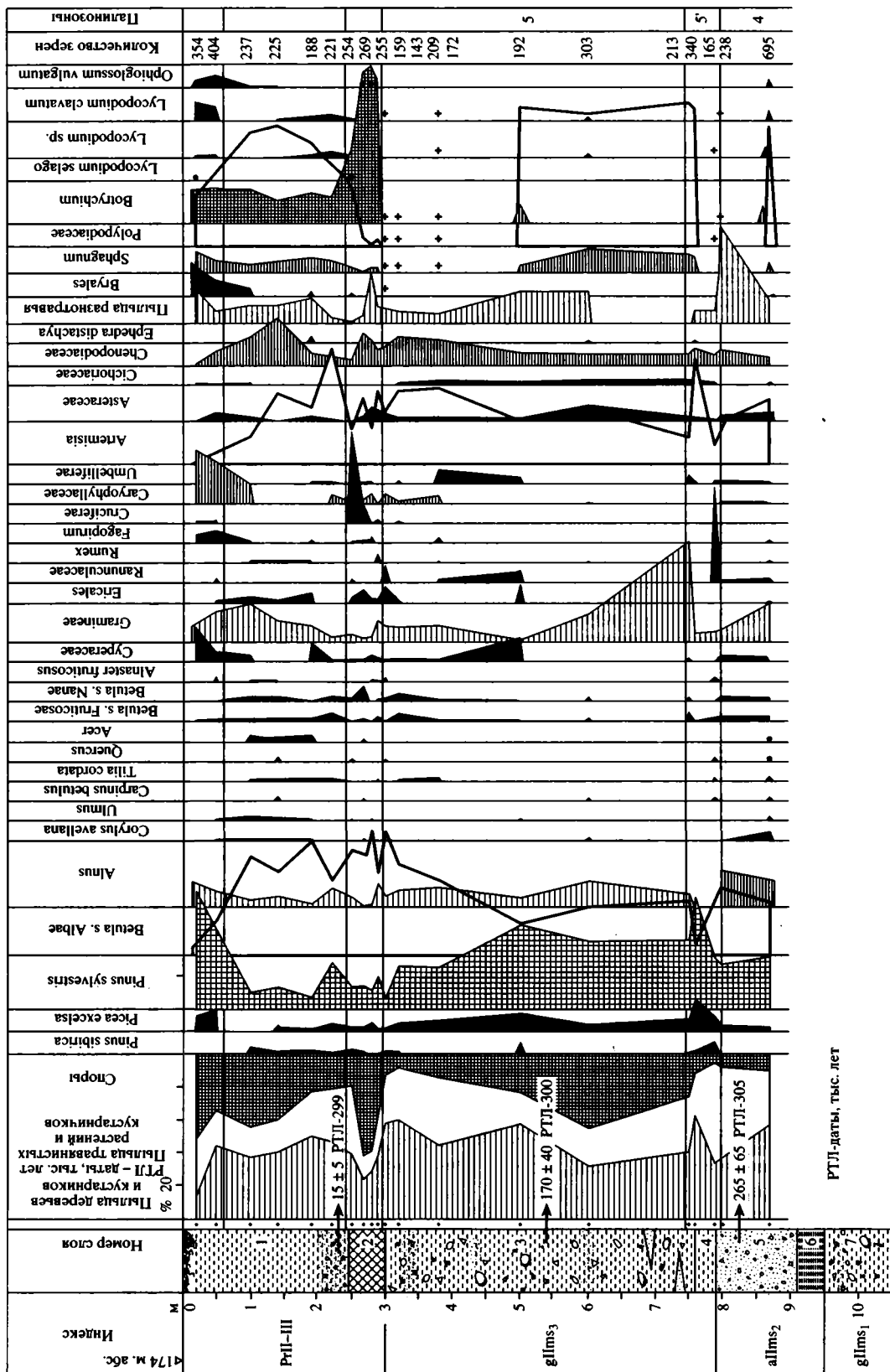


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых скважиной Г-8-2. Условные обозначения см. на рис. 2 и 4.

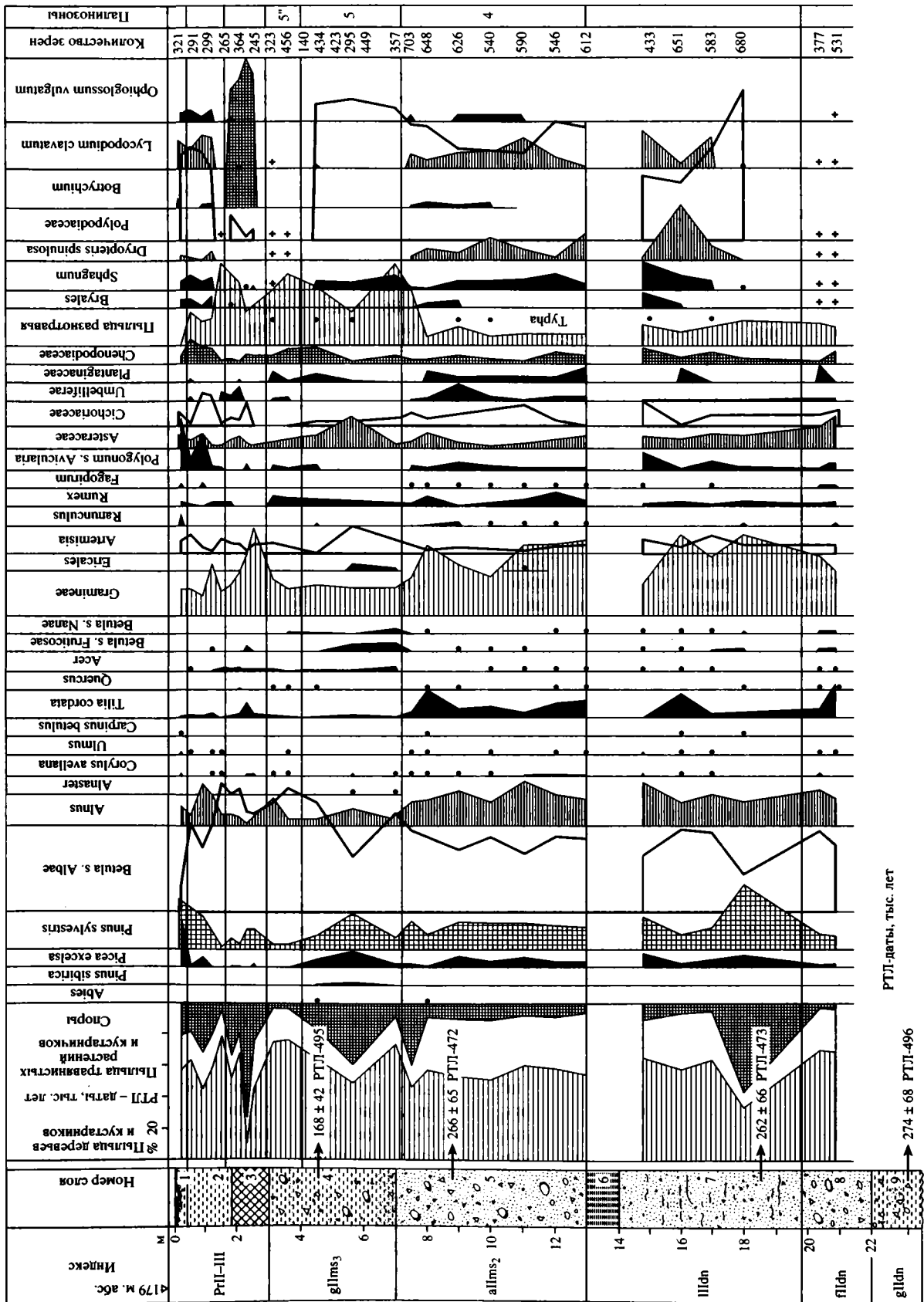


Рис. 6. Спорно-пыльцевая диаграмма отложений, вскрытых скважиной В-8-1. Условные обозначения см. на рис. 2 и 4.

локальный спорово-пыльцевой спектр, формирование которого связано с местными особенностями седиментации в периферической части древней долины. В целом пыльцевой комплекс палинозоны 4 характеризует растительность зоны смешанных и широколиственных лесов, а также долинных лесов с участием ольхи. В ископаемом комплексе более представительна в количественном выражении, чем в современном аллювии группа широколиственных пород и споровая группа. Очевидно, в оптимум среднемосковского потепления наибольшее распространение имели светлые березовые, сосново-березовые травяные и папоротниковые типы леса.

Палинологический состав верхней моренной толщи (ms<sub>3</sub>, палинозона 5) отличается рядом существенных изменений по сравнению с характеристиками среднемосковского интервала. В первую очередь это касается увеличения в составе древесной пыльцы группы хвойных пород, в составе которых появляется *Pinus sibirica*, уменьшения содержания березы и особенно ольхи. Пыльца широколиственных присутствует в виде отдельных вкраплений. Одновременно с этим в толще наблюдается появление кустарничковых видов березы и ольховника. Для пыльцы травянистых растений характерно постепенное возрастание содержания снизу вверх в пределах этой моренной толщи (отмечено в разрезах всех четырех скважин) за счет увеличения доли полыни, сложноцветных, разнотравья появления вересковых. В ряде образцов отмечается увеличение доли спор.

Рассматривая пыльцевой комплекс московского горизонта в целом, можно заметить своеобразное сочетание в его составе элементов смешанных (береза, сосна, ель, ольха, широколиственные виды) и северо-таежных (лиственница, пихта, ольховник, кустарничковые виды березы) лесов<sup>2</sup>. Современный ареал ольховника наиболее удален от района исследований, *Alnaster* распространен на северо-востоке Европейской равнины и Северном Урале. В северо-таежной зоне он является характерным видом подлеска хвойных и хвойно-мелколиственных лесов, а у северной границы ареала формирует ерниковые группировки. В изученных разрезах московского горизонта пыльца ольховника встречается в разных сочетаниях с остальными таксонами дендрофлоры, но всегда в спорово-пыльцевых спектрах лесного типа. В них обычно преобладает пыльца березы, сосны, ольхи, а травянистая группа отражает состав богаторазнотравных и злаково-разнотравных луговых и лугово-лесных сообществ. Ископа-

емые флоры такого типа более характерны для междуречий (скважины Е-9-3 и К-8-1). В них преобладает пыльца березы и сосны – “сквозных” видов, характерных для плейстоцена и постоянно присутствуют представители двух ценогенетических комплексов (Зеликсон, 1985). К первому – темнохвойно-таежному комплексу относятся: *Abies*, *Picea*, *Pinus sibirica*, *Licopodium selago*, *Selaginella selaginoides* и “ерниковая” группа – *Alnaster fruticosus*, *Betula nanae*, *Betula* sect. *Fruticosae*. Ко второму – обедненному неморальному комплексу относятся широколиственные виды. Очевидно, подобные “смешанные” ископаемые флоры отвечают периодам трансформации зональной растительности. В данном случае это переходные флоры, формировавшиеся в эпоху похолодания и усиления континентальности климата.

К собственно межстадиальному типу относятся ископаемые флоры из песчаных отложений в скважинах В-8-1 и Г-8-2 (палинозона 4). Однако относительно высокие мощности данных осадков и широкое распространение отложений этого интервала (см. выше) позволяют говорить о более крупном (мегаинтерстадиальном) ранге среднемосковского потепления. В указанных выше работах (Писарева, 1965; Зеликсон, Моносзон, 1981 и др.) пыльца широколиственных пород в межстадиальных осадках ледниковых горизонтов трактовалась обычно как переотложенная. Массовые переотложения спор, пыльцы и разнообразного фитопланктона из палеозойских и мезозойских отложений в исследованном нами районе фиксируются только для днепровских и, особенно, днепровской толщ (Комплексный анализ..., 1992). Изученные отложения московского горизонта, по мнению Е.М. Малаевой, практически не содержат переотложенных форм, за исключением редко встречающихся спор из осадков карбона и единичных экземпляров древнего фитопланктона.

Наличие в толще моренных суглинков непереотложенной пыльцы и вполне закономерный характер пыльцевых спектров указывают на особые условия осадконакопления и захоронения микрофоссилий в ледниковые эпохи. С одной стороны, образование валунного суглинка путем вытаивания материала из мореносодержащего льда предполагает наличие довольно суровых климатических обстановок, с другой стороны, довольно богатый набор спорово-пыльцевых зерен в ледниковых осадках показывает наличие гораздо более теплолюбивой растительности, не соответствующей традиционным взглядам на природные условия приледниковой зоны. Одним из возможных решений этого противоречия может быть предположение об особом, продолжительном характере дегляциации, когда отдельные погребенные массивы мореносодержащего льда вытаивали долгое время под чехлом рыхлых отложений, на котором уже развивалась лесная рас-

<sup>2</sup> Такой состав пыльцевого комплекса возможно свидетельствует о присутствии в нем переотложенной пыльцы, в связи с чем основанные на нем выводы авторов о палеогеографических условиях времени дегляциации представляются дискуссионными (примечание С.М. Шика).



тельность. Находки погребенных глетчерных льдов, из которых продолжается вытаивание обломочного материала, в пределах современного таежного ландшафта севера Сибири (Каплянская, Тарноградский, 1976; Astachov, Isaeva, 1988 и др.) позволяют предполагать существование подобных обстановок и в эпохи деляциации плейстоценовых ледниковых покровов Европы.

Имеющиеся абсолютные (РТЛ) датировки (рис. 5, 6) позволяют относительно надежно датировать лишь вторую стадию московского оледенения (морену  $M_1$ ) – около 170 тыс. лет назад, условно относя среднюю московскую эпоху к временному интервалу более 170 тыс. лет назад. Это значение примерно согласуется с приводимой в литературе датой среднемосковской эпохи по барминскому разрезу (Владимирская обл.) во внеледниковой зоне московского оледенения ( $190 \pm 20$  тыс. лет назад) (Зубаков, 1992).

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Московский горизонт среднего плейстоцена в пределах юго-западного Подмосковья может быть расчленен на ряд подразделений, включающих ледниковые и межморенные осадки, формирование которых связано с изменениями природных обстановок. По геолого-геоморфологическим данным можно говорить о четырех крупных стадиях ледникового покрова: боровской, калужской, Можайской, Краснохолмской.

2. Данные по бассейну р. Протвы и прилегающим территориям свидетельствуют о том, что две первые стадии разделились на более продолжительным теплым временным интервалом – мегаинтерстадиалом. Это позволяет выделять в пределах московской эпохи три крупных этапа: ранне-, средне- и позднемосковский. Среднемосковский мегаинтерстадиал регионально именуется нами по месту выделения “протвинским” и предварительно сопоставляется с костромским интервалом В.В. Писаревой (1965).

3. Палинологические характеристики отложений среднемосковской эпохи свидетельствуют, что в оптимум потепления климатические условия были близки к межледниковым, что дает основание сравнивать события этого времени по своей палеогеографической значимости со средневалдайской (мончаловской) эпохой.

4. Палинологические характеристики собственно моренных суглинков, в частности, наличие в них древесной пыльцы и особенности строения спектров, позволяют предполагать возможность существования специфического (медленного) характера дегляциации ледникового покрова, при котором массивы мореносодержащего льда могли сохраняться достаточно долго под слоем рыхлых отложений, освоенных к тому времени покровом лесной растительности.

Полученные при обобщении нового фактического материала выводы о климатостратиграфических подразделениях московского горизонта в Можайско-Тарусском секторе ледникового покрова могут оказать существенную помощь при корреляции отложений второй половины среднего плейстоцена центра Русской равнины.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьева Э.Г., Боярская Т.Д., Судакова Н.Г. и др.* Результаты комплексного исследования разрезов Сатинского полигона // Материалы географических исследований Сатинского учебного полигона и смежных территорий в бассейне Средней Протвы. Вып. 3. М.: МГУ, 1979. С. 32–109. Деп. ВИНТИ 21.05.79. № 1893.
- Антонов С.И.* История развития ледникового рельефа краевой зоны московского оледенения в бассейне Средней Протвы. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1990. 25 с.
- Антонов С.И., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г.* К вопросу о стратиграфии среднего плейстоцена Подмосковья // Вестн. МГУ. Сер. географ. 1991. № 6. С. 24–31.
- Антонов С.И., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г.* Пространственно-временная корреляция палеогеографических событий плейстоцена в разновозрастных ледниковых зонах по профилю Верхняя Волга – Верхняя Ока // Корреляция палеогеографических событий: материк-шельф-океан. М.: Изд-во МГУ, 1995. С. 151–157.
- Астапова С.Д.* Особенности вещественного состава морен Белоруссии // Вещественный состав основных морен Белоруссии. М.: ГИН АН СССР, 1978. С. 109–117.
- Величко А.А.* Вопросы палеогеографии и хронологии раннего и среднего плейстоцена // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 7–19.
- Гайгалас А.И.* Гляциоседиментационные циклы плейстоцена Литвы. Вильнюс: Моклас, 1979. 98 с.
- Гричук В.П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 182 с.
- Данилова И.А.* Четвертичные отложения и рельеф окрестностей географической станции “Красновидово” // Ледниковый период на территории Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1959. С. 64–115.
- Заррина Е.П., Краснов И.И.* Европейская часть СССР. Ледниковая область // Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2). М.: Недра, 1984. С. 12–95.
- Зеликсон Э.М., Монозон М.Х.* Флора и растительность бассейна Оки в интерстадиальные эпохи среднего плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 91–110.
- Зеликсон Э.М.* Смены лесных ценологических комплексов на протяжении плейстоценового климатического ритма (на примере центра Русской равнины) // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985. С. 45–67.
- Зубаков В.А.* Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в пылевых диаграммах. СПб.: Гос. гидролог. ин-т, 1992. 122 с.

*Исакин М.М.* Озерно-ледниковые глины московского горизонта в междуречье Оки и Москвы // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1976. № 6. С. 88–92.

*Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д.* Реликтовые глетчерные льды на севере Западной Сибири и их роль в строении районов плейстоценового оледенения криолитозоны // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 1. С. 1185–1187.

Комплексный анализ среднечетвертичных отложений Сатинского учебного полигона. М.: Изд-во МГУ, 1992. 121 с.

*Москвитин А.И.* О трех моренах под Москвой // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1936. Т. XIV. Вып. 4. С. 322–355.

*Москвитин А.И.* Одинцовский интергляциал и положение московского оледенения среди других оледенений Европы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. XXI(4). С. 79–97.

*Москвитин А.И.* Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 156. 1967. 238 с.

Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. 238 с.

*Носов А.А., Скиба Л.А.* Отложения икшинского (?) интерстадиала в районе г. Дмитров // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1975. № 44. С. 122–125.

*Писарева В.В.* Интерстадиальные образования эпохи московского оледенения и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений западной части Костромской области // Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965. Вып. 4. С. 24–38.

*Погуляев Д.И.* Геология и полезные ископаемые Смоленской области. Смоленск: Смоленское кн. изд-во, 1955. Т. 1. 248 с.

Разрезы ледниковых отложений Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 198 с.

Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 252 с.

Строение и история развития долины р. Протвы. М.: Изд-во МГУ, 1996. 128 с.

*Судакова Н.Г.* Палеогеографические закономерности ледникового литоморфогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1990. 159 с.

*Судакова Н.Г., Большаков В.А.* Опыт корреляции морен Протвинского радиуса оледенения по литологическим и капаметрическим данным // ДАН СССР. 1980. Т. 253. № 1. С. 220–223.

*Чеботарева Н.С.* Стратиграфия четвертичных отложений центра Русской равнины // Ледниковый период в Европейской части СССР и Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1959. С. 116–147.

*Шик С.М.* О самостоятельности московского оледенения // ДАН СССР. 1957. Т. 117. № 2. С. 283–286.

*Шик С.М.* Основные проблемы стратиграфии среднего и верхнего плейстоцена центра Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 175–183.

*Шик С.М., Чеботарева Н.С.* Состояние вопроса о возрасте московского ледникового покрова и месте его отложений в стратиграфической колонке плейстоцена // Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. С. 11–17.

*Шик С.М., Бирюков И.П.* Стратиграфия нижнего и среднего плейстоцена центральных районов Европейской территории СССР // Четвертичный период. Стратиграфия. XXVIII сес. Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1989. С. 27–35.

*Шик С.М.* Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 105–109.

*Astachov V.I., Isaeva L.L.* The "Ice Hill" an example of retarded deglaciation in Siberia // Quaternary Sci. Rev. V. 7. 1988. P. 29–40.

*Yelovicheva Y.K.* Sozh (Warta) glaciation in the Belarus area // Acta Geograph. Lodz. 1995. № 68. P. 191–195.

Рецензенты А.А. Величко, С.М. Шик

Сдано в набор 28.01.2000 г.

Подписано к печати 28.03.2000 г.

Формат бумаги 60 × 88<sup>1</sup>/<sub>8</sub>

Офсетная печать

Усл. печ. л. 14.0

Усл. кр.-отт. 3.9 тыс.

Уч.-изд. л. 15.1

Бум. л. 7.0

Тираж 272 экз.

Зак. 3546

Свидетельство о регистрации № 0110182 от 04.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредители: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН

Адрес издателя: 117864, Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6



## Международное академическое агентство “Наука”

*Располагаясь в нескольких минутах езды до Кремля,  
в начале Ленинского проспекта, гостиница “Академическая”  
предлагает гостям свои услуги*

Уникальное месторасположение гостиницы на пересечении транспортных артерий города позволяет гостю добраться до любого объекта столицы в кратчайшие сроки. В пяти минутах ходьбы от гостиницы находится Парк культуры и отдыха с многочисленными аттракционами, ресторанами и кафе, знаменитым Нескучным садом. Рядом – Третьяковская галерея и Выставочный центр на Крымском Валу.

В гостинице 15 этажей, 247 номеров: 145 одноместных, 48 двухместных, 42 полулюкса и 12 номеров люкс.



### *К услугам гостей:*

- Ресторан
- Буфет
- Банкетный зал
- Бильярд
- Конференц-зал на 50 человек
- Континентальный завтрак в ресторане

Начатая частичная реконструкция гостиницы позволит создать дополнительные удобства и комфорт нашим клиентам, в первую очередь, за счет качественного улучшения номерного фонда, расширения номенклатуры предоставляемых услуг.

Кроме гостиничных услуг, мы готовы предложить офисы в аренду в нашем комплексе. Полагаем, что иметь офис в столь престижном и оживленном месте – залог успешного бизнеса.

В гостиничный комплекс входит корпус “УЗКОЕ”, расположенный в живописном тихом зеленом районе в юго-западной части города, недалеко от усадьбы “Узкое” – памятника истории и архитектуры.

В “УЗКОМ” имеется 104 номера, из них 52 одноместных, 40 двухместных, 8 полулюксов и 4 номера люкс.

Для проведения конференций, деловых встреч, семинаров и приемов (до 300 человек) к Вашим услугам конференц-зал, банкетные залы, оснащенные современной аудио-визуальной техникой.

### *Гостиница “Академическая”* **A** *Гостиница “Узкое”*

117049, г. Москва, Ленинский пр., д. 1/2

*Служба размещения*

☎ (095) 237-05-14; 959-81-57; 237-28-90

Факс: (095) 238-25-39

117321, г. Москва, Литовский бульв., д. 3а

*Служба размещения*

☎ (095) 427-36-11, 427-01-11

Факс: (095) 427-56-00

*Отдел продаж*

☎/факс: (095) 238-50-39

## Уважаемые авторы!

С 1998 года Международная академическая издательская компания "Наука/Интерпериодика" (МАИК "Наука/Интерпериодика") начала принимать авторские материалы не только в традиционном (бумажном), но и в электронном (подготовленном на компьютере) виде. Электронная версия материалов может быть представлена автором как дополнение к бумажной версии, что позволит улучшить качество подготовки материалов к публикации. Ниже перечислены правила подготовки электронной версии материалов.

### ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ПО ПОДГОТОВКЕ ЭЛЕКТРОННОЙ ВЕРСИИ МАТЕРИАЛОВ

#### 1. Общие положения

Электронная версия материалов представляется автором в редакцию после приема рукописи к публикации и должна быть полностью идентична напечатанному оригиналу или содержать внесенную редакцией правку. Исправления, дополнения и т.п., внесенные без ведома редакции, учитываться не будут. Более того, такие электронные версии не могут быть использованы.

Для качественной и оперативной связи автору желательно сообщить редакции свой E-mail адрес.

В состав электронной версии статьи должны входить: файл, содержащий текст статьи, и файл(ы), содержащий(е) иллюстрации. Если текст статьи вместе с иллюстрациями выполнен в виде одного файла, то необходимо дополнительно представить файлы с иллюстрациями.

К комплекту файлов должна быть приложена опись (можно в виде файла), в которой обязательно должны быть указаны: формат диска, операционная система, название текстового редактора, имена файлов, название журнала, название статьи, фамилия и инициалы автора(ов).

Файлы могут передаваться как на 3.5" (или 5") дискетах, так и по E-mail или FTP. Дискеты могут быть отформатированы как в формате IBM PC, так и в Apple Macintosh. Во избежание технических неполадок запись на диске рекомендуется тестировать и проверять на вирусы. На дискете желательно продублировать материалы в разных каталогах (на случай брака дискеты).

По вопросам подготовки графики и текстов статей, передачи данных по FTP просим обращаться в объединенную редакцию физических журналов по тел. (095) 335-8366 или по E-mail: cedgraph@maik.rssi.ru

Подготовленные файлы присылать по E-mail:

- графика: cedgraph@maik.rssi.ru
- тексты: comedt@maik.rssi.ru

При посылке файлов по E-mail просим придерживаться следующих правил:

- указывать в поле subject (тема) название, номер журнала и фамилию первого автора;
- желательно использовать attach (присоединение);
- в случае больших объемов информации можно использовать общеизвестные архиваторы (ARJ, ZIP, RAR и т.п.), также целесообразно UU-кодировать файлы для более надежной передачи.

#### 2. Подготовка электронной версии материалов

##### 2.1. Основной текст

Желательно представлять основной текст статьи в формате Microsoft Word for Windows. При наборе используйте стандартные Windows TrueType шрифты (например, Times New Roman, Courier New, Arial и т.п.). Стандартный размер шрифта – 12.

Обращаем Ваше внимание на то, что строки текста в пределах абзаца не должны разделяться символом возврата каретки (обычно клавиша Enter). Тексты с разделением строк в пределах абзаца символом возврата каретки не могут быть использованы.

##### 2.2. Графический материал

При подготовке графических файлов мы просим Вас придерживаться следующих рекомендаций:

- для растровых рисунков использовать формат TIF с разрешением 600 dpi, 256 оттенков серого;
- векторные рисунки должны предоставляться в формате программы, в которой они сделаны: CorelDraw (до версии 9.0), Adobe Illustrator (до версии 8.0), FreeHand (до версии 8.0), или в формате EPS;
- для фотографий использовать формат TIF не менее 300 dpi.

Если программа не является распространенной, то желательно дополнительно сохранить файлы рисунков в формате WMF или EPS.

Графические файлы должны быть поименованы таким образом, чтобы было понятно, к какой статье они принадлежат и каков порядок их расположения. Каждый файл должен содержать один рисунок.