

АКАДЕМИЯ  
НАУК  
СССР



**П** АЛЕОНТОЛОГИЯ  
И РЕКОНСТРУКЦИЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ  
ИСТОРИИ  
ПАЛЕОБАССЕЙНОВ

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ВСЕСОЮЗНОЕ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО  
ACADEMY OF THE SCIENCES OF THE USSR  
ALL-UNION PALEONTOLOGICAL SOCIETY**

**P**ALEONTOLOGY  
AND RECONSTRUCTION  
OF GEOLOGICAL  
HISTORY.  
OF PALEOBASINS

*PROCEEDINGS OF THE XXIX SESSION  
OF THE ALL-UNION PALEONTOLOGICAL SOCIETY*

Editors-in-chief

T. N. BOGDANOVA, L. I. KHOZATSKY



LENINGRAD  
„NAUKA” PABLISHERS  
LENINGRAD BRANCH

1 9 8 7

# **ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ**

*ТРУДЫ XXIX СЕССИИ ВСЕСОЮЗНОГО  
ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА*

Ответственные редакторы  
Т. Н. БОГДАНОВА, Л. И. ХОЗАЦКИЙ



ЛЕНИНГРАД  
ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА”  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1 9 8 7



В сборнике помещены доклады, сделанные на XXIX сессии ВПО, посвященной актуальной проблеме возникновения и эволюции бассейнов древней седиментации и их биологической продуктивности. Рассматриваются биофациальная структура и зональность биоценозов фанерозоя, закономерности преобразования палеобассейнов и ландшафты прошлого, методы изучения среды формирования осадочных толщ и полезных ископаемых осадочного генезиса.

Сборник представляет интерес для широкого круга геологов – палеонтологов, стратиграфов, литологов, геологов-угольщиков, а также для специалистов, занимающихся вопросами палеогеографии и палеобиогеографии.

**Редакционная коллегия:**

академик Б. С. СОКОЛОВ (председатель), Л. И. ХОЗАЦКИЙ (зам. председателя), Т. Н. БОГДАНОВА, Э. М. БУГРОВА, И. В. ВАСИЛЬЕВ, Л. М. ДОНАКОВА, И. М. КОЛОВА, Н. В. КРУЧИНИНА, Г. Я. КРЫМГОЛЫЦ, Т. Л. МОДЗАЛЕВСКАЯ, академик В. В. МЕННЕР, А. Н. ОЛЕЙНИКОВ, Д. Л. СТЕПАНОВ.

**Рецензенты:**

А. В. ПОПОВ, В. А. ПРОЗОРОВСКИЙ

The present collection includes papers, presented at the XXIX Session of the All-Union Paleontological Society and dealing with an urgent problem of appearance and evolution of ancient sedimentary basins and their biological productivity. Biofacies structure and zonation Phanerozoic biocoenoses are discussed, as well as the transformation patterns of paleobasins and landscapes of the past, methods of studying the environment, in which sedimentary strata and mineral deposits with a sedimentary genesis were formed.

The present collection of papers is of interest for specialists in different fields of geology, viz. paleontologists, stratigraphers, lithologists, coal geologists, as well as for those, specializing in problems of paleogeography and paleobiogeography.

**Editorial Board:**

Academician B. S. SOKOLOV (Chairman), L. I. KHOZATSKY (Vice-Chairman), T. N. BOGDANOVA, E. M. BUGROVA, I. V. VASILIEV, L. M. DONAKOVA, I. M. KOLOBOVA, N. V. KRUCHININA, G. Ya. KRYMGOLTS, Academician V. V. MENNER, T. L. MODZALEVSKAYA, A. N. OLEYNIKOV and D. L. STEPANOV.

**Reviewers:**

А. В. ПОПОВ, В. А. ПРОЗОРОВСКИЙ.

**Б. С. Соколов**

## **ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ДРЕВНИХ БАССЕЙНОВ**

Очередная, XXIX годовичная сессия Всесоюзного палеонтологического общества проходила вскоре после того, как вся страна отметила 60-летие образования Союза Советских Социалистических Республик. Уместно вспомнить поэтому, что представляло собой наше Общество 60 лет тому назад, какие задачи оно ставило и как их решало, какое влияние оказывало на развитие геологических и биологических наук в стране.

Русское палеонтологическое общество возникло, как известно, еще в 1916 г. и в феврале этого года состоялось первое общее собрание (53 члена-учредителя), избравшее Совет общества во главе с первым его председателем — профессором Н. Н. Яковлевым (с 1921 г. — членом-корреспондентом АН СССР), остававшимся до 1966 г. президентом и почетным президентом Общества. На торжественном открытии Общества, 22 апреля 1916 г., Н. Н. Яковлев выступил с программной речью, в которой весьма содержательно охарактеризовал традиционные связи палеонтологии с геологией (через стратиграфию), ее отношение к биологии (через палеозоологию, палеоботанику и нарождающуюся общую палеобиологию, как направление изучения образа жизни древних организмов). Особый же акцент он сделал на самостоятельном положении палеонтологии, роли Общества в утверждении этого ее положения и в содействии любым палеонтологическим исследованиям в стране.

До Великой Октябрьской революции Общество выпустило только один том своего „Ежегодника” и лишь незначительно увеличилось в составе. Последующему расцвету своей деятельности Общество целиком обязано тесной, и никогда не прерывавшейся с 1917 г. связи с Геологическим комитетом (ныне это Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт имени академика А. П. Карпинского Министерства геологии СССР), столетие со дня основания которого было отмечено в 1982 г. В 1922 г. общий списочный состав членов Общества (включая иностранных почетных членов и действительных членов-организаций) достиг 140 человек, но фактически их было меньше.

За прошедшие годы количество членов Всесоюзного палеонтологического общества (так оно стало называться с 1949 г.) увеличилось более чем в 10 раз и Общество является сейчас главной формой объединения большого числа палеонтологов Советского Союза. Оно имеет

32 отделения во всех крупных научных центрах РСФСР и десяти союзных республиках, в большинстве которых в начале 20-х годов не было не только палеонтологов, но и геологов; крупнейшим из этих отделений ВПО является Украинское палеонтологическое общество с пятью собственными отделениями. На правах коллективных членов Общества состоят 24 научные и производственные организации, расположенные во многих районах Союза ССР, от Прибалтики до Северо-Востока и от Европейского Севера до юга Средней Азии. К этому необходимо добавить, что палеонтологи—члены ВПО охватывают далеко не весь состав специалистов-палеонтологов страны и лиц, в той или иной мере связанных с палеонтологией.

Процесс развития палеонтологических исследований и роста кадров палеонтологов в СССР был неразрывно связан с развитием советской геологии, формированием Геологической службы страны, с задачами обеспечения народного хозяйства минерально-сырьевыми ресурсами. Главнейшими рубежами в этом процессе были именно последние, что позволяет с полным основанием отнести палеонтологию в разряд наук, имеющих большое практическое значение. Так, программа индустриализации страны уже к началу первой пятилетки привела к существенной перестройке геологической службы и созданию новой структуры академических геологических институтов (1929—1930 гг.). Новые задачи они могли решать только на базе региональных геологических работ (на первом этапе мелкомасштабных), требовавших прежде всего новой стратиграфической базы, создание которой в первую очередь опиралось на эффективное использование палеонтологического метода.

На следующем, послевоенном этапе восстановления и развития народного хозяйства на первое место вышли тяжелая индустрия, топливная промышленность и энергетика. Они требовали нового уровня геологического изучения территории СССР. Программа опорного и глубокого бурения и среднemasштабной геологической съемки привела к значительной детализации стратиграфической основы, бурному развитию, в частности, микропалеонтологии, к созданию крупных палеонтологических и стратиграфических обобщений.

Сейчас начинается третий этап регионального геологического изучения территории страны, прямо вытекающий из Основных направлений развития народного хозяйства СССР, принятых XXVI съездом КПСС. Речь идет уже о крупномасштабной государственной геологической съемке (увязанной с программой каркасной сети глубокого и сверхглубокого бурения), использовании новых средств аэрокосмической геологии, опережающих геофизических и геохимических исследований, которые должны обеспечить максимальное ускорение прогнозных работ и приближение к освоению новых бассейнов углеводородного сырья, скрытых рудных залежей, к открытию месторождений новых типов. Разумеется, что и эта задача требует совершенно нового подхода к постановке стратиграфических, палеонтологических, литологических и других исследований, о чем писал министр геологии СССР Е. А. Козловский (Сов. геология, 1982, № 12).

На всем протяжении шестидесятилетнего пути государственные геологические задачи были важнейшими вехами в направлении деятельности Общества. Можно без преувеличения сказать, что именно эти геологические задачи стимулировали палеонтологические и биостратиграфические исследования, постановку монографических и картографических обобщений в данной области, создание новых организационных форм труда палеонтологов, стратиграфов и литологов, расширение международных научных связей. Одной из таких форм, несомненно, явилось образование в 1955 г. Межведомственного стратиграфического комитета СССР с его 25 постоянными посистемными, методическими и региональными комиссиями, которые успешно объединили интересы палеонтологов и стратиграфов, совместно направленные на создание и совершенствование геохронологической базы всех геологических работ в стране.

С полным основанием к названным новым формам деятельности Всесоюзного палеонтологического общества следует отнести и одновременно начавшиеся его ежегодные тематические сессии. Обзор почти за 30-летний период показывает, что они очень полно выражают оба аспекта интересов палеонтологии – геологический и биологический, и в еще большей мере – самостоятельную целостность двуединой палеонтологии, значение которой далеко вышло за первоначально очерченные рамки и формальное деление: палеонтология заняла особое место во всем естествознании и оказалась более способной, чем какая-либо другая область знания, связать науки о Земле и жизни. Эта интеграционная роль палеонтологии наиболее четко стала вырисовываться именно сейчас, когда названный цикл наук начал быстро специализироваться и обогащаться новыми открытиями.

Одновременно шел важный процесс „биологизации” палеонтологии, процесс развития ее именно как биологической науки. Фактически он начался также под влиянием усиливающейся роли геологических работ и геологических наук в 30-е годы, когда стремительность их темпа могла предоставить быстрое развитие лишь, в общем-то, в те времена односторонней, стратиграфической палеонтологии. Важнейшие для биологического осмысления палеонтологические материалы оставались еще очень мало используемыми. Это не могло не тревожить, в частности, такого широко образованного геолога и палеонтолога, как академик А. А. Борисяк, который раньше других понял, что потери при этом испытывает и сама геология, поскольку она пользуется недостаточно полноценными данными, недоизученным материалом, требовавшим на деле менее торопливого и более глубокого изучения методами, присущими палеонтологии, как биологической науке. Так, в значительной мере усилиями академика А. А. Борисяка впервые в нашей стране возник самостоятельный Палеонтологический институт АН СССР (1930 г.), оказавший впоследствии значительное влияние на весь стиль палеонтологических исследований в различных геологических учреждениях, где сосредоточилась основная масса палеонтологов.

Пятидесятые годы с их значительным усилением биостратиграфических работ в стране и в Палеонтологическом институте ознаменовались

активизацией в области координации палеонтологических исследований, что, в конечном счете, привело (в начале 60-х годов) к созданию на базе этого Института Научного совета АН СССР по проблеме „Пути и закономерности исторического развития животных и растительных организмов”.

Главной формой работы названного Научного совета явилось создание также ряда постоянных комиссий по различным группам вымерших животных и растений, объединенных в соответствующие секции. Существенную роль стали играть периодические Всесоюзные симпозиумы (начались в 1963 г.) и коллоквиумы, созываемые комиссиями Научного совета, и организуемые теперь так называемые школы, главная цель которых — ввести палеонтологов в круг актуальных биологических и соответственно именно палеонтологических проблем, важных для современного уровня исследований в области практической и теоретической палеонтологии.

Таким образом, у нас есть теперь серьезные основания испытывать удовлетворение от несомненного общего качественного прогресса в развитии палеонтологических исследований в СССР, способных быть хорошей базой нового этапа крупномасштабных геологических исследований, хотя мы испытываем очень большую тревогу в связи с явным недостатком кадров палеонтологов, пробелами в их специализации и все еще недостаточной скоординированностью палеонтологических исследований в геологических и биологических учреждениях.

В настоящее время следует говорить об осадочных бассейнах или бассейнах древней седиментации, бассейнах, выполненных осадочными породами. Эти понятия прочно вошли в представления геологов, особенно нефтяников, угольщиков, солевиков, да и не только их, хотя и не всегда бывает легко определить, что же это такое — бассейн осадочных пород, если задуматься об его истории и контурах, тем более реконструируемых. Трудностей здесь оказывается много и они различного рода.

Несомненно, что с тех пор как на Земле возникли водная среда и атмосфера, образовавшие динамическую экзогенную систему (отнюдь не автономную от внутренней динамики Земли — перемещений ее вещества и энергии, но весьма специфическую и скорее даже уникальную среди планет земной группы), седиментационный процесс на Земле никогда не прерывался как закономерное планетное явление. В этом отношении он также непрерывен, как и сама жизнь. Нам все еще мало известно о времени и месте зарождения (происхождения) последней, несмотря на остроумие многих биохимических гипотез и экспериментов, но мы с достаточной уверенностью связываем между собой древнейшие водно-осадочные породы Земли (Гренландия, Южная Африка и др.) и первые проявления уже активных живых систем. Это время приближается к 3.8—4.0 млрд. лет, но вряд ли оно является датой происхождения жизни. Скорее, это фиксируемая дата движения живой материи, „живого вещества планеты”, как его называл В. И. Вернадский, т. е. начала биосферного процесса на Земле, естественно, также никогда не прерывавшегося, но протекавшего в менявшихся условиях.

Однако непрерывность эволюции биосферы менее всего сродни плавности и равномерной постепенности — слишком беспокойными были эндо- и экзодинамика среды и солнечно-земных связей, слишком уязвимыми были впервые складывавшиеся тогда еще простейшие экологические системы. Уже много раз приходилось говорить о том, что вызывает удивление не столько факт появления жизни на нашей планете, сколько ее сохранение на ней, бурное развитие множеством путей и многообразии этой жизни, энергичное вхождение ее в процессы, по сути своей геохимические, которые оставили нам не только грандиозные минеральные памятники в земной коре, но и создали важнейшую материальную основу ноосферной цивилизации людей — этого конечного продукта того же биосферного процесса.

Взаимодействие физических факторов среды и жизни образовало на Земле единый след — уникальную стратисферную оболочку, которая несмотря на свою мозаичность прежде всего выражает это единство и непрерывность процесса от былых биосфер к функционирующей и ныне сложнейшей биосферной системе. Ее видимая сбалансированность и устойчивость — результат чрезвычайно длительного развития и прохождения через кризисы и рубежи перестроек с сохранением общей тенденции к равновесию. Однако, как мы знаем, сейчас это равновесие находится под большей угрозой, чем в прошлые геологические эпохи, когда кризисные ситуации возникали как естественное проявление саморазвивающейся единой абиотической и биотической системы.

Таким образом, суперобъект нашего интереса — слоистая оболочка Земли, или стратисфера. Нет ни одного места на Земле, где можно было наблюдать ее в непрерывной последовательности и, вместе с тем, для планеты в целом она является единым исторически целостным явлением, несмотря на крупные региональные пробелы и структурную разобщенность ее различно построенных фрагментов. Эти фрагменты прежде всего привлекают наше внимание. Они являются отдельными блоками стратисферы, из которых конструируется целое, позволяющее понять весь биосферный процесс, его направленность, этапность, ритмику. Задача эта огромна и решается она усилиями целого комплекса наук о Земле и жизни: геодинамикой и тектоникой, литологией и палеогеографией, стратиграфией и палеонтологией, палеоэкологией и биогеографией, геохимией и палеобиохимией, палеоокеанологией и палеоклиматологией и еще многими другими. Дополнительные трудности ретроспективного анализа создают необходимость „снятия” метаморфизма (часто очень глубокого) и других эпигенетических изменений, которым подверглись первично осадочные породы и их комплексы.

До недавнего времени только континенты служили источником информации о прошлом нашей планеты. Положение коренным образом изменилось 15 лет тому назад, когда глубоководное бурение в Мировом океане сделало геологически доступным не только ложе океана, но и толщу осадков и пород под самим океаном. Это позволило впервые подойти к реальной глобальной корреляции геологических явлений и процессов в рамках всей приповерхностной части твердой оболочки

Земли и получить представление о составе и строении осадочного чехла, составляющего дно Мирового океана. Теперь уже хорошо известны результаты этих работ, их огромное влияние на формирование новой глобальной тектонической концепции, на важнейшие геологические обобщения, позволившие понять всю глубину различий литосферы континентов и океанов. Но, вероятно, будет не лишним напомнить, что буровой инструмент не обнаружил во всех океанах пород древнее юры, даже в пределах пассивных окраин континентов (только на Мазаганском гнейсовом уступе вблизи марокканского побережья Африки, при толще воды около 4 км, возможно вскрыт красноцветный триас). Практически везде под юрой лежит базальтовый слой и, таким образом, в возрастном диапазоне наши знания об отложениях, подстилающих дно Мирового океана, не выходят за пределы 200 млн. лет (по новой шкале Ж. Одина, 1982 г.), что составляет лишь около 0.05% общего возраста осадочных пород стратисферы.

Такое положение кажется парадоксальным: мы располагаем весьма вескими сравнительными палеонтологическими и зоологическими доказательствами в пользу докембрийского возраста, по крайней мере, Тихого океана (а это половина Мирового океана), но нам нигде не удалось обнаружить в океане породы древнее юрских (лейасовых) и кажется, что для преодоления этого рубежа нет перспектив, поскольку повсеместно вскрываемый базальтовый слой принято считать уже литосферным фундаментом океана. Историческая геология в такой ситуации, даже принимая концепцию очень древнего, а не мезозойского мобилизма, вправе вновь обратиться к истории континентальной коры и прежде всего к неподвергшейся переработке стратисфере, как единственному источнику наиболее полных, подлинно исторических сведений о всем ходе взаимосвязанных литосферного и биосферного процессов, оставивших свои неоспоримые документы, интерпретация которых не требует головокружительных гипотез.

Стратисферная оболочка Земли неоднородна, прерывиста и мы имеем лишь синтетическое представление об ее полноте. Этот синтез осуществлен стратиграфией, что и сделало ее фундаментальной областью знаний в геологических науках. Она привлекла для своих целей методы других наук естествознания — физики, химии, биологии, выработала свою простую аксиоматику определения положения пород во времени и сопоставления в пространстве и создала опорные стратиграфические и геохронологические шкалы, практическое использование которых связалось кодексом определенных правил и приемов и соответствующей терминологией. Эти важнейшие обобщения более двух столетий заметно менялись, но всегда имели чисто эмпирическую основу, и мы вряд ли в скором времени от нее отойдем.

Осуществляемая сейчас международная программа упорядочения стратиграфии (эффективное разнообразие методов корреляции, совершенствование шкалы изотопных датировок, определение границ стратиграфических систем и их общих подразделений с принятием международных стандартов, сопоставление и синтез шкал разной природы — биологической, геохимической, геофизической и т. п.) продолжает оста-

ваться на эмпирических началах. Задним числом мы нередко пытаемся подвести под стратиграфию теоретическую базу. Прежде всего это относится к биостратиграфии, поскольку принимается, что биологическая теория естественного отбора, направленность и необратимость эволюционного процесса, ароморфозы и т. п. автоматически образуют и теоретическую базу биологической стратиграфии, основанной на использовании палеонтологического метода. Но, во-первых, не все так просто в современной биологии, особенно, например, в генетике популяций и в учении о факторах изменчивости, что прямо влияет и на истолкование исторических рядов палеопопуляций, а во-вторых, подлинная биостратиграфия начинается лишь с венда, охватывая последние 650 млн. лет земной истории, т. е. одну шестую часть истории стратисферы.

Нам хорошо знакомы такие подразделения, как катархей, архей, карелий или афебий, трехчленный рифей и его аналоги, укладывающиеся в миллиард лет; мы знаем, какую роль в их стратиграфии играют последовательности изотопных датировок, микробиот преимущественно прокариотического уровня, строматолитовых образований, тектоно-магматических циклов, региональных литологических комплексов — маркеров (тиллиты, джеспилиты, шунгиты и т. д.). Однако все эти, разные по своей природе, критерии стратиграфического расчленения тем более имеют опытный характер и успешно используются преимущественно в достаточно схематической региональной стратиграфии. Несомненный успех в межконтинентальной корреляции верхнего протерозоя получен при использовании строматолитов, но это дает не более чем сходство с крупными подразделениями фанерозоя. Таким образом, несмотря на весьма существенные различия в подходах к стратиграфии фанерозоя, рифей и дорифейских образований стратисферы, принципиальная основа стратиграфии пока еще остается везде эмпирической. Общей теории стратиграфии (впрочем как и геологии) пока не существует. Возможно, она так и останется нашей мечтой — „синей птицей” геологии.

Может показаться, что я привел свои рассуждения к обескураживающему итогу. Но это не так. Огромная сила геологии, как науки естественноисторической, состоит в строгом историзме всех ее документов, что позволяет контролировать их порядок и соотношения, а следовательно, и создавать такие эмпирические обобщения, такие модельные конструкции, связывающие закономерный порядок фактов, которые имеют первостепенное практическое значение при анализе и синтезе самых разнообразных геологических материалов. Прежде всего сама общая стратиграфическая шкала и реконструируемые региональные стратиграфические схемы являются замечательными моделями летописи геологических событий.

Однако нет сомнения, что разнообразие геологических событий значительно более велико, чем оно отражается опорным стратиграфическим построением, отбирающим только главные и наиболее общие черты историко-геологического процесса. При этом уровень максимального абстрагирования характеризует общую хроностратиграфическую шкалу, а наиболее приближены к реальной обстановке крупномасштабные



региональные и местные стратиграфические схемы. Поэтому естественным является вывод о том, что совершенство общей шкалы целиком зависит от полноты и тщательности исследования исходного регионального материала, что дефекты такой шкалы не могут проявиться сами по себе, они становятся очевидными лишь тогда, когда конкретное региональное стратиграфическое построение вступает в противоречие с привычной общей шкалой. Именно так, например, был обнаружен пражидольский пробел в шкале, что привело к необходимости принять новый стандарт границы между силурийской и девонской системами.

Возможно, последний опыт решения общих стратиграфических проблем, например, силура и девона, возникших еще в 50-х годах, и современная стратиграфия помогли найти наиболее верный путь к упорядочению границ стратиграфических систем и их основных подразделений, более всего приблизили нас к целевому выбору главных объектов стратиграфических исследований и к выработке наиболее рациональных современных методов стратиграфических исследований на примере этих объектов. Мне представляется, что таким объектом должен быть осадочный (или, как выражался Н. Б. Вассоевич, осадочно-породный) бассейн в целом, как одно из наиболее содержательных геологических и вместе с тем палеобиотических явлений (образований) в осадочной оболочке Земли.

В отмеченном выше нет особой новизны. С Парижским палеогеновым бассейном, например, имел дело еще Жорж Кювье (а это рубеж XVIII и XIX вв.), создавший палеонтологию и стратиграфию (а точнее — историческую геологию). Пенсильванским каменноугольным бассейном занимались в 30-х годах Дж. Веллер и другие, и они разработали наиболее целостную концепцию циклической седиментации, сформулировав такое важное понятие, как циклотема. Примерно в те же годы, Р. Ф. Геккер изучал девонский бассейн Главного девонского поля Европейской России и впервые ввел литолого-экологический метод, как основу комплексного изучения древних седиментационных бассейнов. Вполне уместно в этом перечне имен (а он может быть достаточно обширным) назвать и таких отечественных исследователей, как Н. А. Головкинский, Н. И. Андрусов, В. В. Ламанский, М. Э. Ноинский и ряд других, чье понимание стратиграфии и биофациального анализа было тесно связано с представлениями о палеобассейнах, и кто оставил значительный след в нашей науке, открыв новые подходы к изучению осадочных толщ и нерасторжимо связанных с ними ассоциаций древних организмов.

В целом в стратиграфии, даже когда Луи Долло (1904 г.) и особенно Карл Динер (1925 г.) столь ярко и убедительно выдвинули биостратиграфию на главенствующее место в сфере стратиграфических исследований, преобладал, однако, узкий подход: в большинстве случаев представлялось, что задача стратиграфа сводится к расчленению и сопоставлению разрезов на основе, можно сказать, „точечных наблюдений” и использования палеонтологических данных либо в качестве „руководящих форм”, либо „руководящих ассоциаций”, которые в межрегиональной

корреляции адаптировались к той или иной зональной схеме. Последняя нередко оказывалась в пугающей оторванности от конкретной действительности, ее богатства и разнообразия, казавшегося даже излишним, если задача определения возраста и сопоставления могла решаться так просто. Постулированная Ч. Дарвином, так называемая, „неполнота геологической летописи” лишь в некоторых случаях (речь, конечно, идет о фанерозое) смущала (а иногда и утешала) биостратиграфов-практиков и только биологи, в частности палеонтологи-теоретики, с большим усердием использовали эту концепцию, когда степень обоснования ее достоверности или поиски неоспоримых фактов было проще заменить ссылкой на пессимизм великого естествоиспытателя.

Обращение к седиментационным бассейнам и их населению, сообществам организмов, как в морских, так и в континентальных биоохриях, а в геологии — к бассейнам осадочных пород и связанных с ними, биоценотически или тафоценотически, остаткам древних организмов и палеоценозов любых типов, открывает совершенно иные перспективы перед биостратиграфией, насыщая ее первостепенно важным экологическим содержанием. Вероятно, мы слишком привыкли к бесстрастному (иногда с изрядной долей скептицизма) восприятию актуалистического подхода в своих реконструкциях среды и жизни геологического прошлого. Мы постепенно и медленно пришли к пониманию того, что только в бассейновых породах и их ассоциациях (будь то палеоокеан или шлейстоценовое болото) „записаны” все доступные для реконструкции физические параметры обстановок седиментации, что только через палеопопуляции и реконструируемые палеоценозы раскрывается их связь с ландшафтами-биотопами и восстанавливается биофациальная структура обстановок жизни и, что, таким образом, только неразрывное литолого-палеоэкологическое изучение палеобассейнов в целом способно дать нам наиболее правильное представление о стратиграфии не отдельных разрезов, а целых бассейновых осадочных комплексов со всеми проявлениями ее временной и пространственной неоднородности, равно как и циклической повторяемости.

Выявление биофациальных неоднородностей в осадочном бассейне, изучение явных и скрытых перерывов в осадконакоплении (особенно коварных в карбонатных толщах), установление седиментационной цикличности и ритмики разного порядка и разной природы (тектонической, климатической, сезонной, локально-катастрофической и т. п.) в прямой увязке со всеми проявлениями жизни должны быть непрменной программной основой таких комплексных исследований. Само собой разумеется, что этот комплекс не всегда и не везде применим, и его реализация требует коллектива разных специалистов, имеющих единую программу исследований, начиная, безусловно, с важнейшей полевой стадии работ.

Практическое значение таких исследований огромно, особенно для нефтегазоносных и угольных бассейнов, да и вообще любых бассейнов, с которыми связаны в первую очередь осадочные полезные ископаемые, включая и рудные. Только на основе такого типа работ можно добиться

еще большего и столь теперь важного прогресса в максимальной дробности коррелируемых стратиграфических подразделений. Это прямое требование и к основе легенд крупномасштабной геологической съемки современного этапа, которая не может удовлетворяться во многих случаях уж очень свободной вольницей наших стратиграфических свит, хотя последние (как и американские стратиграфические формации) останутся важнейшими региональными стратиграфическими подразделениями.

Следовало бы еще подчеркнуть глубокое заблуждение тех исследователей, которые не считают палеонтологическую характеристику свиты (конечно, когда это возможно) ее важнейшей и постоянно необходимой характеристикой, даже при том или ином скольжении границ. Между насильственным противопоставлением лито- и биостратиграфических подразделений осадочных толщ в региональной стратиграфии нет ничего кроме формализма. Есть немало людей, склонных к этому, но они в таких случаях, кроме путаницы, не вносят ничего, забывая о фундаментальном значении в стратиграфии такого корреляционного понятия, как горизонт или региоюр, эквивалентный ярусу, принятому, например, геологической службой Великобритании, но не эквивалентному ярусу СССР и ряда других стран.

В настоящее время сделаны большие успехи в советской и зарубежной стратиграфии в плане создания батиметрических и фациальных моделей палеобассейнов, имеющих большое значение для палеонтологии и стратиграфии и особенно ее экостратиграфического направления. В СССР эти исследования особенно успешно развиваются на примерах силура и девона в рамках известного Международного проекта (группы Д. Л. Кальо, Ю. И. Тесакова, Н. Н. Предтеченского и др.). Они превосходно показали, в частности, что межрегиональное сравнение характерных ассоциаций фауны нередко приводит к существенным ошибкам и весьма искусственным биогеографическим построениям, если сравниваются фауны разных биофациальных и батиметрических зон. Таким образом, бассейновые модели биостратиграфии и здесь играют важнейшую контролирующую роль. Бесспорно, это имеет прямое значение и для прогноза тех видов полезных ископаемых, которые связаны с биофациальной зональностью.

Одной из существенных трудностей в бассейновой стратиграфии и в реконструкции палеобассейнов является недостаточная разработанность терминологии — ее пестрота, несогласованность, синонимия и гомонимия. Лучше обстоит дело с категорией палеоценозов, хотя, например, рифогенные палеоценозы, особенно нуждающиеся в иерархической систематизации, еще требуют к себе большого внимания, в чем серьезно заинтересованы геологи-нефтяники. В области литологии без нужды появились конкурирующие группы терминов, нередко игнорирующие термины и понятия, имеющие уже полувековой опыт использования. Мне представляются важными, в частности, такие понятия, как циклит, циклотема и производные от них. Но я не вижу большого смысла в противопоставлении понятия о литосоме понятию о литоме, оказавшемуся основным, как считают Н. Б. Вассоевич и В. В. Меннер (1978),

для новой науки литомологии или учения о породных сообществах. Эта же наука называется Ю. Н. Карагодиным (1980) еще литмологией (от нового термина литмит: тело надпородового уровня организации). По мысли названного автора, она является ядром учения о седиментационной цикличности, язык которого охватывает около 110 терминов; среди них есть и литмостратиграфия, как один из разделов стратиграфии. Все эти опыты интересны, они явно знаменуют повышенный интерес к осадочно-породным бассейнам, но кажется, что некоторые авторы забывают порой о тоскливой судьбе слов, не несущих нагрузки яркого нового понятия, и что совершенствование содержания науки вовсе не влечет за собой изменение ее названия. Палеонтология, стратиграфия и литология – это явно ключевые науки в изучении бассейнов геологического прошлого, а направлений исследования на их основе может быть множество.

•

**А. И. Осипова, Р. Ф. Геккер**

### **ВЛИЯНИЕ АБИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СОСТАВ БИОТЫ И ФОРМООБРАЗОВАНИЕ В ДРЕВНИХ БАСЕЙНАХ**

Основы методики комплексных палеоэкологических и литологических исследований были впервые освещены в инструкции для исследований по палеоэкологии, опубликованной более 50 лет тому назад [4]. В дальнейшем при проведении работ по изучению морских и континентальных отложений разного геологического возраста методика расширялась и уточнялась [5, 6, 11, 12], но главными положениями остаются следующие.

1. Совместные полевые исследования палеонтологов и литологов (детальное описание разрезов, изучение захоронения остатков организмов, их приуроченности к типам пород, количественный учет, оценка разнообразия таксонов и др.) и согласованная работа коллектива исследователей при дальнейшем изучении материала и интерпретации данных.

2. Изучение населения и осадков целых древних бассейнов (или их крупных частей) на протяжении всего времени существования.

3. Прослеживание латеральных фашиальных переходов для выявления закономерностей смены первичных типов осадков и населявших их организмов в разных зонах древних морей. Восстановленные по этим данным экологические ряды-, гаммы” – основа для детальной корреляции разнофашиальных отложений.

4. Синтез палеоэкологических, литологических и палеогеографических данных на палеоэкологических профилях и литолого-палеоэкологических картах.

5. Выяснение изменений среды обитания во времени и их воздействия на развитие и смену населения древних морей.

Опыт работ, проведенных в лаборатории палеоэкологии морских фаун Палеонтологического института АН СССР, позволил подойти к оценке влияния абиотических факторов на состав биоты, а иногда и выявить факторы, длительное воздействие которых обусловило формирование у разных представителей бентоса. В настоящее время в нормальных морских условиях или близких к ним обитает население, разнообразное не только по групповому, но и родовому и видовому составам, причем каждый род и вид представлен сравнительно небольшим числом особей. Если условия неблагоприятны, то сокращается как число групп, так и число родов и видов, хотя они часто бывают представлены массой индивидуумов. Эти закономерности присущи также населению морей древних эпох и используются для восстановления абиотических факторов. Поэтому необходимо учитывать весь имеющийся палеонтологический материал, фиксировать качественные и количественные показатели и соотношения таксонов в древних биотах. Основные данные можно выразить „формулой разнообразия”, в которой на первом месте стоит число классов и подклассов, а дробными показаны соотношения числа родов и видов [8].

При анализе палеонтологических данных нередко выясняется, что обильная фауна, которая первоначально рассматривалась как разнообразная, в действительности такой не является. Примером может служить население франского бассейна Главного девонского поля, при палеоэкологическом изучении которого Р. Ф. Геккер обратил внимание на отсутствие таких групп, как аммоноидеи и трилобиты, на редкость кораллов и малое разнообразие строматопорат. Теперь можно сравнить население этого бассейна с населением моря Кузнецкой котловины того же возраста. По данным Т. Н. Бельской [2], там существовали аммоноидеи (2 рода, 2 вида), трилобиты (3 рода, 10 видов), богато представлены кораллы ругоза — 19 родов, 79 видов, табуляты — 15 родов, 37 видов и строматопоры — 13 родов, 19 видов. В Главном девонском поле ругозы представлены только 2 родами и 2 видами, табулят значительно меньше (6 родов и 11 видов), родовой состав строматопорат менее разнообразен (7 родов). В Кузнецком море многочисленны и разнообразны были мшанки (24 рода и 39 видов) а в отложениях Главного девонского поля остатки мшанок очень редки и обнаружены только в осадках тех частей бассейна, где соленость была близка к нормальной морской [17]. Весьма показательны данные по брахиоподам: в Кузнецком море известно 47 родов и более 230 видов, тогда как в бассейне Главного девонского поля — 27 родов и около 70 видов. Иные соотношения характерны для двустворчатых моллюсков: в Главном девонском поле известно 26 родов и 83 вида, а в Кузнецком море только 12 родов и 12 видов. Эта особенность объясняется тем, что некоторые виды двустворчатых моллюсков осваивали местообитания с ненормальной соленостью вод (как пониженной, так и повышенной), занимавшие большие площади в бассейне Главного девонского поля.

Приведенные данные о числе родов и видов нельзя считать вполне точными, так как изучение проводилось разными исследователями, но все же они ясно показывают обедненность биоты бассейна Главного девонского поля за счет стеногалинных организмов, которые были столь разнообразны в полносоленом Кузнецком море. Состав пород вполне соответствует характеристикам биот этих двух бассейнов: в отложениях Главного девонского поля большое развитие имели доломиты, местами отлагались также сульфаты, тогда как в Кузнецком море накапливались известковые осадки.

Следы интенсивной гидродинамики особенно хорошо сохранились в отложениях Главного девонского поля: работой волн были созданы своеобразные конгломераты, ракушники-тафоценозы, ракушечные валы и знаки ряби, а в зоне сильных течений на твердом абрадированном гладком дне существовал характерный биоценоз, в котором преобладали прирастающие и «сверлящие» организмы [6].

Формообразование под воздействием повышенной гидродинамики было выяснено Е. А. Ивановой [11] при изучении фауны средне- и позднекаменноугольных морей Московской синеклизы: в зоне мелководья у некоторых представителей бентоса произошли настолько значительные морфологические изменения, что эти формы можно рассматривать как новые виды (кораллы *Bothrophyllum conicum*, *Petalaxis stylaxis*, брахиоподы *Protetuligerina oxovens* и др.).

При изучении Ферганского залива палеогенового моря выяснение причин своеобразия его населения с исключительно высокой численностью устриц было облегчено возможностью использования актуалистических данных [9]. Еще в поле было замечено отсутствие среди очень многочисленных остатков бентоса таких чисто морских групп животных, как брахиоподы и нуммулиты, редкость иглокожих (морские ежи и офиуры) и единичность кораллов. Дальнейшие исследования показали, что здесь редки были также радиолярии и планктонные фораминиферы. Такая обедненность была в основном следствием значительных изменений солености вод. Сравнение наблюдений и выводов относительно абиотических и биотических условий существования палеогеновых устриц с известными данными по современным устрицам показало, что в своих отношениях к абиотическим факторам ферганские устрицы были близки к современным. Для образования больших поселений устричников наиболее благоприятны были мелководные участки теплого Ферганского залива с плотным субстратом, подвижной водой и несколько пониженной соленостью вод, богатые пищей. Процветанию устриц способствовало также и то, что в Ферганском заливе из-за отклонений солености от нормальной морской не могли существовать многие хищники: морские звезды, некоторые гастроподы и крабы, являющиеся в современных морях злейшими врагами устриц.

Значение грунта как субстрата, определяющего возможность существования разных представителей бентоса, общеизвестно, но очень редко удается выявить влияние этого фактора на формирование. Особенно сильно и с редкой наглядностью воздействие этого фактора проявилось в то время, когда в связи с особенностями тектонического развития

региона изменился характер осадконакопления и повсюду в Ферганском заливе и в соседнем Таджикском море карбонатные осадки сменились глинистыми илами. Мягкость субстрата и возросшая мутность придонных вод вызвали значительное изменение морфологии раковин устриц и интенсивное формообразование, охватившее всю популяцию крупных устриц подрода *Turkostrea*. Эти устрицы, ранее селившиеся на плотном детритово-известковом грунте, начали приспосабливаться к обитанию на илистом дне, что привело к расширению раковины и развитию крыловидных выступов, причем верхняя створка стала вогнутой. Так совершился переход от *Turkostrea* к новым формам, которые ранее были описаны О. С. Вяловым как представители рода *Fatina* подсем. *Gryphaeinae*.

Более длительное воздействие тех же факторов среды повлекло за собой вспышку изменчивости у *Fatina*. Из огромного разнообразия форм, существовавших одновременно и совместно, в результате естественного отбора выделились и получили широкое распространение формы с развернутой раковиной, наиболее приспособленные к жизни на мягком субстрате (*Fatina esterhazyi*).

Влияние изменений характера субстрата на видообразование у устриц показано также В. А. Захаровым [10] при изучении позднеюрских двустворок севера Сибири. В кимеридже мелководные прибрежные участки с сильно подвижной водой и с песчаными и ракушечными грунтами заселяла *Liostrea ex gr. delta*; она имела довольно толстостенную раковину и прочно прирастала к субстрату. В волжское время, когда большое распространение получили биотопы с мягким дном и ослабленной гидродинамикой, от одной из ветвей *L. ex gr. delta* при освоении таких местообитаний обособился новый вид — *Liostrea praeanabarensis* с более тонкостворчатой округленно-овальной раковиной, имеющей крыловидное расширение, свойственное формам, обитающим на илистом дне, и небольшую площадку прирастания.

Из приведенных данных видно, что ранг таксонов, возникавших при формообразовании под воздействием такого фактора, оценивается различно: как родовой у палеогеновых устриц и как видовой у юрских устриц.

Видообразование в неогеновых полузамкнутых бассейнах юга СССР, где контролирующим абиотическим фактором было длительное понижение солености вод, описано в классических трудах Н. И. Андрусова. Исследования последнего времени показали, что для фаун таких бассейнов характерно большое число видов по отношению к числу родов. Это было следствием интенсивного видообразования в пределах немногих родов двустворчатых и брюхоногих моллюсков. Формо- и видообразовательный процесс происходил в основном симпатрическим путем, главным образом за счет освоения экологических ниш, освобождавшихся при изменениях солевого режима [13].

Наибольшие трудности возникают при реконструкции факторов среды в тех древних бассейнах, где доминировали представители нектона и планктона, но был крайне беден или отсутствовал бентос. Такая обедненность биоты часто связана с нарушениями газового режима в относительно глубоководных зонах моря или с большой скоростью

седиментации. Влияние первого фактора хорошо изучено в раннемиоценовых и олигоценых бассейнах юга СССР. Их отложения представлены в основном мощными монотонными толщами глин, имеющих темную окраску от рассеянного пирита и органического вещества. При палеоэкологическом изучении выявлены разные стадии отклонений газового режима придонных вод. В тех отложениях, где имеются остатки организмов, для восстановления условий существования кайнозойских родов использованы данные о морфологии, образе жизни и среде обитания современных представителей тех же групп. Так, в глинах тарханского горизонта на Керченском полуострове удалось проследить смену сообществ, свидетельствующую об изменениях газового режима: палеоценоз эпифауных двустворок *Cardium*—*Lima*, обитавший в азрированных водах с соленостью около 30 ‰, во времени замещается палеоценозом *Leda*—*Abra*, состоявшим из форм, живущих в грунте, приспособленных к существованию в полужастойных водах с ничтожным содержанием кислорода. В более высоких слоях нет остатков и этих двустворок, а в глинах возрастает количество пирита, что позволяет предполагать возникновение сероводородного заражения. Отсутствие растительноядных гастропод среди эпифауны свидетельствует о глубинах, превышающих нижний лимит распространения водорослей. В водах этого бассейна обитали многочисленные планктонные птероподы *Spirialis*, диатомеи и рыбы (светящиеся, сельдевые, тресковые) [15].

В раннемиоценовом (майкопском) бассейне Северного Кавказа накапливались бескарбонатные глинистые осадки, битуминозные, с мелкими скоплениями пирита. В них заключены многочисленные остатки рыбы и крабов, есть также кости китообразных и птиц, остатки морской черепахи и растений. Полное отсутствие раковин и остатков донных беспозвоночных и следов роющих организмов, способных жить даже при некотором количестве сероводорода, свидетельствует о значительном нарушении газового режима в придонных водах. С этим согласуются и особенности захоронения, выявленные при детальном биостратиграфическом анализе — характер деформации трупов, сохранение на них чешуи, рассыпание чешуи без перемещения, указывающие на застойность или слабую подвижность вод. Признаков поедания трупов рыб на дне моря нет, что говорит об отсутствии падалеядов. Среди рыб были определены представители типично морских групп (акулы, тресковые, скумбрии, морские иглы, нож-рыба и др.) и эвригалинные формы (сельдевые), но пресноводные рыбы не обнаружены. В толще воды обитал своеобразный плавучий водорослевый биоценоз, сходный с ныне существующим в Саргассовом море, в который входила водоросль *Sargassum maikopicum*, с характерными пузырями, удерживающими ее на поверхности воды, крупные пелагические крабы *Portunus*, мелкие крабы *Nautilograptus* и *Inachus*. Судя по особенностям захоронения рыб и по текстурам глин, течения очень редко и слабо затрагивали дно бассейна, что косвенно свидетельствует о его глубоководности. По-видимому, в этой части майкопского моря находилась халистатическая область, в водной толще которой жили разнообразные рыбы, крабы, морские черепахи, водоросли



и другие, а в придонных водах преобладали восстановительные условия. Они исключали жизнь падалецов и способствовали сохранению трупов естественно отмиравших животных. Но изредка встречающиеся большие скопления остатков рыб и крабов образовались, по-видимому, от губительного воздействия сероводорода, в зону которого могли попадать nektonные организмы [7, 16].

В мощной глинистой (майкопской) толще Южного Мангышлака, представляющей отложения олигоценового бассейна, остатки бентоса редки, но многочисленны остатки рыб, захороненные преимущественно в виде рассеянных чешуй, костей и зубов. Встречаются кости китообразных млекопитающих, иногда целые скелеты их и крупных хищных рыб. Остатки этих позвоночных образуют также прослойки из обломков песчано-алевритовой размерности или более крупных костей рыб, китообразных и зубов акул, сцементированных глинистым материалом с пиритом и марказитом. Расшифровка генезиса этих загадочных уникальных образований и выяснение сложной истории развития бассейна потребовали длительной совместной работы палеонтологов-стратиграфов, палеоэкологов, литологов и тектонистов. При палеоэкологическом изучении остатков бентоса Р. Л. Мерклин выделил комплексы моллюсков, свойственные мелководным шельфовым местообитаниям с нормальным газовым режимом и, что особенно важно, комплекс сравнительно глубоководных двустворок, указывающий на глубины порядка 500–600 м. Эти данные в совокупности с анализом фаций и мощностей позволили доказать возникновение некомпенсированного прогиба, где накопились батинальные или даже абиссальные глинистые осадки. С переходом в батинальную область исчезли бентос и следы жизнедеятельности организмов; в осадках захоронились лишь планктонные фораминиферы и nekton. Исчезновение донной жизни не связано с возрастанием глубин, а было следствием сероводородного заражения вод в котловинных частях олигоценового моря [3]. Установлено, что дробление и перемыв скелетных остатков рыб и других позвоночных происходили под воздействием волнений на подводном выступе в открытой части бассейна, где длительное время осадки не отлагались. Здесь скоплялся грубый костный материал, а тонкие продукты дробления и чешуи выносились на участки дна, находившиеся ниже базиса действия волн [18].

Обеднение, а часто и полное исчезновение донной жизни имело место также в палеозойских бассейнах. Примером может служить раннепермский (ассельский) бассейн западного склона Урала, где при бурении глубоких скважин обнаружена депрессия. Сравнение мощностей стратиграфически эквивалентных отложений, развитых западнее депрессионной зоны (биогермные известняки) и к востоку от нее (аргиллиты и алевролиты флишевого типа) показало, что это была некомпенсированная впадина. Ее отложения маломощны и тонкозернисты: аргиллиты, глинистые известняки с массой спикул губок, пелитоморфные известняки с радиоляриями, микрослойные известняки с чередованием спикуловых и пелитоморфных прослоев и др. По данным Б. И. Чувашова [19], глубина депрессии могла достигать 500 м. В ее отложениях полностью отсутствуют водоросли, очень редки остатки бентоса (двустворки,

брахиоподы), встречаются остатки нектона (отпечатки и чешуя рыб), характерен микропланктон (радиолярии). Скелетные остатки обычно пиритизированы. По-видимому, здесь, как и в котловинах неогеновых морей, обедненность биоты обусловлена не глубиной, а ослабленной циркулирующей, которая приводила к нарушению газового режима придонных вод.

Восточнее депрессии, во флишевой зоне седиментации того же бассейна, редко существовали условия, благоприятные для развития бентоса, но здесь контролируемыми факторами были большая скорость накопления осадков, поступавших с интенсивно размываемой суши, а также некоторое опреснение вод [14].

Угнетающее влияние большого поступления терригенного материала на донную фауну проявилось в позднекаменноугольную эпоху в районе Верхоянья, где бедность бентоса некоторыми исследователями рассматривалась как следствие холодноводности. Но, как отметил Б. С. Абрамов [1], морской бассейн был умеренно теплым, а неблагоприятные условия для развития фауны определялись усиленным привносом песчано-алевритового материала.

Проведенный обзор показывает, что сравнительно легко выясняются обеднение биоты и формообразование, происходившее под длительным воздействием отклонений солености от нормальной морской. Значительно труднее выявить воздействие таких факторов, как глубина, высокая скорость накопления осадков и нарушения газового режима, а также формообразование, происходившее при изменении состава грунта и возрастания мутности придонных вод. Наиболее достоверные реконструкции факторов среды, палеогеографии и процесса осадконакопления могут быть даны при разностороннем изучении целых древних бассейнов, включающем палеоэкологические, литологические и геохимические исследования при учете тектонического развития региона. Для решения больших задач, стоящих перед геологами, изучающими осадочные породы и заключенные в них полезные ископаемые, обязательна организация планомерных комплексных исследований.

## Л и т е р а т у р а

1. А б р а м о в Б. С. Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана. М., 1970. 178 с.
2. Б е л ь с к а я Т. Н. Позднедевонское море Кузнецкой котловины, история его развития, население и осадки // Тр. ПИН АН СССР. 1960. Т. 82. 185 с.
3. Г а р е ц к и й Р. Г., С а м о д у р о в В. И., С т о л я р о в А. С., Я н ш и н А. Л. Современное состояние стратиграфии и палеогеографии морского олигоцена и нижнего миоцена // Бюл. МОИП, отд. геол. 1972. Т. 47. Вып. 3. С. 20–34.
4. Г е к к е р Р. Ф. Положения и инструкция для исследований по палеоэкологии. М., 1933. 40 с.
5. Г е к к е р Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М., 1957. 126 с.
6. Г е к к е р Р. Ф. Тафономические и экологические особенности фауны и флоры Главного девонского поля // Тр. ПИН АН СССР. 1983. Т. 190. 141 с.

7. Геккер Р. Ф., Мерклин Р. Л. Об особенностях захоронения рыб в майкопских глинистых сланцах Северной Осетии // Изв. АН СССР. 1946. Т. 6. С. 647–674.
8. Геккер Р. Ф., Осипова А. И. К вопросу о полноценном использовании и показе биотических данных на палеогеографических картах // Методы палеогеографических исследований, сб. 1. Л., 1964. С. 152–166.
9. Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии, его история, осадки, фауна, флора, условия их обитания и развитие, кн. 2. М., 1962. 332 с.
10. Захаров В. А. О позднюрских и раннемеловых устрицах в арктических морях Сибири // Палеонтол. журн. 1963. № 4. С. 44–52.
11. Иванов Е. А. Развитие фауны в связи с условиями существования: Развитие фауны средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы в связи с его историей // Тр. ПИН АН СССР. 1958. Т. 69. 300 с.
12. Иванова Е. А. Значение изучения экологии для биосистематики, познания эволюции органического мира и биосферы // Современное состояние и основные направления изучения брахиопод. М., 1981. Т. 2. С. 2–39. (Рукопись деп. в ВИНТИ 18 ноября 1981 г., № 5298-81 Деп.)
13. Ильина Л. Б., Невеская Л. А., Парамонова Н. П. Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии // Тр. ПИН АН СССР. 1976. Т. 155. 288 с.
14. Максимова С. В., Осипова А. И. Опыт палеоэкологического исследования верхнепалеозойских терригенных толщ Урала // Тр. ПИН АН СССР. 1950. Т. 30. 148 с.
15. Мерклин Р. Л. Пластинчатожаберные спириалисовых глин, их среда и жизнь // Тр. ПИН АН СССР. 1950. Т. 28. 96 с.
16. Осипова А. И. Фаунистические особенности глинистых пород // Фациальные типы глинистых пород. Л., 1973. С. 148–190.
17. Сорокин В. С. Этапы развития Северо-Запада Русской платформы во франском веке. Рига, 1978. 282 с.
18. Столяров А. С., Шарков А. А. О некоторых особенностях седиментации в морском олигоцене бассейне Южного Мангышлака // Бюл. МОИП, отд. геол. 1976. Т. 51. Вып. 6. С. 20–33.
19. Чувашов Б. И. Значение водорослей в формировании прибрежных биогермов палеозоя Урала // Литология и условия образования палеозойских осадочных толщ Урала. Свердловск, 1980. С. 87–102.

Л. А. Несов, Л. Б. Головнева

## ЭВОЛЮЦИЯ ЭКОСИСТЕМ В ХОДЕ ИСТОРИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ФЛОР И ФАУН

Биогеоценология характеризуется наивысшей степенью системности среди всех отраслей науки о живом, однако она пока еще остается в очень малой степени пронизанной историческим подходом. Преодоление такого состояния, возможно, будет идти путем синтеза биоценологических данных палеонтологии и неонтологии, а также при дальнейшем переориентировании части палеонтологов с изучения лишь филогении одной группы организмов (или немногих групп) еще и на комплексное исследование среды и сменяющихся во времени биоценозов. Именно палеонтология, накапливая факты и закономерности биоценологического характера и всемерно используя данные

неонтологической биогеоценологии, должна создать фундамент эволюционной биогеоценологии – отрасли биологии, изучающей пути и закономерности эволюции биогеоценозов. Эволюционная биогеоценология призвана стать в большей степени наукой обо всем живом и среде его обитания как развивающемся целом, чем любая другая отрасль биологии.

Формирование эволюционной биогеоценологии ставит принципиальные вопросы. Один из главных – эволюционируют ли экосистемы<sup>1</sup> вообще. Порой его решают так: раз у экосистемы нет своей, особой наследственности, то не может идти и ее эволюция на базе изменчивости, наследственности и отбора, а значит эволюции экосистем и не происходит. Но ведь эволюционируют, т. е. развиваются поступательно с появлением новых свойств самые разные сложные системные объекты: литосфера, человеческое общество, галактики, языки народов и т. д., в том числе и экосистемы. В биогеоценозах абиотические компоненты эволюционируют сопряженно с биотой. Эволюцию сложных биогеоценологических комплексов, образованных относительно тесно взаимосвязанными экосистемами, а также всей биосферы нельзя свести к эволюции отдельных составляющих их биогеоценозов. В функционировании и эволюции биосферы, по сравнению с отдельными биогеоценозами, возрастает значение геохимических и энергетических процессов. Время существования конкретных биоценозов относительно невелико и поэтому при рассмотрении больших временных интервалов истории Земли обычно можно оценить лишь структурные и трофо-энергетические изменения, происходящие в рамках биомов. Исследуя эволюцию экосистем, правильнее анализировать не отдельные формирующие их виды, а жизненные формы и соответствующие им экологические ниши. Смена флор и фаун не всегда определяет смену жизненных форм и отнюдь не обязательно сопровождается крупными изменениями функциональных связей в сообществе. Эволюцию экосистем нельзя сводить и лишь к общим преобразованиям их структуры, поскольку сопряженно с таковыми неразрывно идет функциональная эволюция в направлении к уменьшению зависимости от колебаний окружающей среды, к увеличению внутреннего гомеостаза и степени замкнутости, к полноте использования энергии, к сохранению резервов биомассы и т. д., может меняться также экспансивность и средообразующая способность сообществ, независимость от внешних условий.

В настоящее время пока имеется немного примеров прослеживания сопряженных изменений неживой среды и биоты за длительные интервалы времени на палеонтологическом материале. Достаточно удобными объектами для изучения эволюции экосистем являются, в частности, приморские низменности и лиманы. Немногие, в основном эврибионтные

---

<sup>1</sup> Понятие „экосистема“ используется здесь как термин свободного пользования и обозначает любую достаточно цельную и обособленную систему, состоящую из экологически связанных компонентов. Под биогеоценозом понимается исторически возникшая система организмов и среды их обитания, обладающая достаточно выраженной однородностью, пространственными и временными границами, способная к саморегуляции, связанная в своем существовании с присущим ей потоком энергии и круговоротом разной, но обычно относительно высокой степени замкнутости.

и эндемичные организмы могут существовать в лиманах, что ведет к высокой численности этих существ и их ярко выраженной доминантности. Относительная простота лиманных экосистем облегчает изучение как состава, так и основных особенностей их структуры. Организмы лиманов и приморских низменностей нередко расселяются вдоль окраин материков, где относительно быстрое и устойчивое осадконакопление обеспечивает высокую полноту сохранения их остатков в летописи Земли. Биоценотическая обособленность лиманов относительно прилежащих к ним полуназемных и наземных экосистем невысока, что позволяет рассматривать экосистемы лиманов и приморских низменностей как биоценотический комплекс экосистем, обладающий относительно высокой степенью целостности. Единство этого комплекса и его отделенность от внутриконтинентальных экосистем возрастают при аридизации климата.

К сожалению, при исследовании древних экосистем оценить работу редуцентов можно лишь в самом общем виде. Обычно, хотя и с оговорками, указывается, что общий облик большинства экосистем определяют продуценты, однако многие консументы, особенно позвоночные животные, характеризующиеся большой сложностью связей со средой обитания, могут быть интегративными и достаточно точными индикаторами состояния былых экосистем.

Привнос в солоноватые воды лиманов растворенных фосфатов и других биогенов из глубин океана при эстуариевом типе циркуляции определяет повышение в них продуктивности, а также ослабление и прекращение растворения фосфатных остатков организмов. Это обеспечивает сохранность остатков не только крупных, но и мелких позвоночных, уходящих в захоронение. Хотя в тафономии традиционно постулируется преимущественное разрушение мелкоразмерных остатков, но обычно [2] именно мелкие остатки оказываются относительно лучше всего сохранившимися. При значительных уклонах дна бассейна и суши могут формироваться селе-мутьевые потоки, захороняющие относительно целые скелеты лишь некоторых видов позвоночных. При малых уклонах дна лиманов после гибели позвоночных, как правило, происходит распад их скелетов на отдельные элементы еще до захоронения. Обычно при этом происходят процессы перемешивания остатков разных позвоночных, что ведет к естественному усреднению проб грунта с остатками. В результате после просеивания или промывки породы на мелких ситах, отбора остатков и соответствующих расчетов [2] можно оценить соотношения особей, попадавших в захоронения. Вводя соответствующие коэффициенты, отражающие соотношения веса скелета и мягких тканей, можно оценить биомассу позвоночных разных групп, попадавших в захоронения. По морфологии древних форм, привлекая, в частности, данные о питании их современных аналогов, можно оценить основные потоки энергии по древним пищевым цепям (сетям). Прослеживая количественные и качественные изменения в комплексах от слоя к слою и от одного района к другому, параллельно с оценкой изменения древней абиотической обстановки можно подходить к причинному анализу изменений в последовательно существовавших экосистемах.

По результатам изучения семи последовательных комплексов организмов лиманов и приморских низменностей мела на западе древней Азии выясняется, что их смены приурочены к важным переменам абиотической обстановки, в промежутках между ними комплексы относительно устойчивы. Их состав стабилен и на протяжении сотен километров вдоль окраин суши. Случаи переотложения остатков позвоночных (в основном зубов акул, хорошо отличающихся по сохранности от непереотложенных) отмечаются лишь для оснований толщ, сформировавшихся при регрессии моря, когда с суши еще идет снос отложений и остатков организмов, отложенных в предыдущую трансгрессивную фазу. Смены комплексов водных и наземных организмов лиманов и низменностей оказались тесно сопряженными друг с другом. В тех и других обнаруживаются блоки тесно связанных в своем распространении форм организмов (чаще среди рыб, амфибий и рептилий). Установлена относительная автономность некоторых блоков (особенно образованных ящерицами и млекопитающими). Позднетурон-коньякское сообщество позвоночных отмеченной зоны на западе Азии оказалось очень близким по составу к более позднему кампан-маастрихтским сообществам на западе Северной Америки [5]. Общими для них оказались роды, подсемейства и семейства акул и скатов *Ischyryhiza*, *Myledaphus*, *Hybodontidae*, костных рыб *Acipenser*, *Amia*, *Lepisosteus*, *Belonostomus*, *Elopidae*, *Albulidae*, cf. *Platycodon*, амфибий *Batrachosauroididae*, *Scapherpetontidae*, *Pelobatidae* (или осдбых *Discoglossidae*), *Albanerpetontidae*, черепах *Adocus*, *Basilemys*, *Trioпyx*, зозухий *Champsosauridae*, ящериц *Teiidae*, *Xenosauridae*, *Necrosauridae*, птерозавров *Azhdarchinae*, динозавров *Paronychodon*, *Tyrannosauridae*, *Dromaeosauridae*, *Ankylosauridae*, *Hypsilophodontidae*, *Hadrosauridae*, *Ceratopsidae*, крокодилов *Crocodylidae*, птиц *Ichthyornis* и cf. *Alexornithidae*, млекопитающих *Palaeoryctidae*, покрытосемянных *Platanaceae*. Судя по всему, похожей была и структура далеко разобщенных биоценологических комплексов. Можно было бы думать, что это является следствием общего сходства всех ассоциаций организмов позднего мела на приморских низменностях и в лиманах Азии и Северной Америки. Однако комплексы альба, сеномана и раннего турона, предшествующие в Кызылкумах позднетурон-коньякскому, оказываются таксономически и по структуре значительно отличными от него. Это позволяет указать на один из крупнейших рубежей в развитии прибрежных биот в Азии близ границы раннего и позднего турона, приуроченный, видимо, к регрессии моря (менее важный рубеж был от коньяка к сантону). Комплекс позднего турона—коньяка на западе Азии является „пришлым”. Предковый для него комплекс сформировался до начала позднего мела, вероятно, на юге или юго-востоке Азии, откуда при регрессии моря распространение блоков экологически взаимосвязанных форм произошло на запад Азии и в Северную Америку. В разобщенных комплексах при неизбежных различиях местных условий должны были идти процессы дивергенции как на уровне пар видов, так, в известном смысле, и на уровне двух сообществ. Видимо, здесь мы имеем пример не сетчатого, а параллельного типа преобразования состава комплексов [3]. Возможно, сообщества, распространенные на больших площадях, не имеющие

четких границ с соседними и поэтому относительно легко включающие в свой состав отдельных вселенцев и целые их блоки, имеют преимущественно сетчатый тип преобразований, тогда как хорошо изолированные сообщества, распространенные линейно или в виде разобщающихся пятен, могут преобразовываться параллельным путем.

Трансгрессия и регрессия моря в туроне Азии сыграли роль расшатывающих бывшие ценоотические связи и даже уничтожающих целые биоценозы. Именно в нарушенные экосистемы может легче всего осуществляться проникновение вселенцев, такие экосистемы являются менее замкнутыми, в них следует ожидать наиболее кардинальных перестроек связей и общей структуры. При „ударных” воздействиях абиотической среды одни биоценозы могут полностью исчезать, а другие, более устойчивые к данному воздействию, сохраняться. Это отчасти может определять накопление в биосфере все более автономных и устойчивых ценозов, с высокими средообразующими способностями. Материалы из мела Средней Азии демонстрируют важную закономерность необратимости преобразования экосистем после долговременных стрессовых воздействий.

В лиманах мела Средней Азии наблюдается два типа экосистем. Первый — с обильным растительным детритом, множеством мелких гастропод, большой долей склерофагов среди некрупных рыб и рептилий (альб—сеноман). Второй тип — с малым количеством детрита наземных растений в водоемах (видимо, уже более интенсивно разрушающегося редуцентами), обильными крупными двустворчатыми моллюсками — планктонофагами, меньшей долей некрупных склерофагов, более разнообразными хищниками среди рыб и, видимо, более сложной структурой (поздний турон—коньяк). Любопытно, что структура сеноманского сообщества Кызылкумов и сообщества поздней юры (келловой) Ферганы сходны, хотя они имеют очень разный таксономический состав. Необходимо отличать фауно- и флорогенез (т. е. преобразование композиций таксонов) от филоценогенеза [4], отчасти включающего изменения композиционно-таксономической организации, но характеризующегося прежде всего историческими изменениями биоценотической структуры сообществ. Два типа сообществ мела Средней Азии соответствуют разным вариантам потоков энергии по пищевым цепям. От коньяка к сантону в Средней Азии происходила аридизация климата, изменения ветров от влажных юго-западных к сухим северо-восточным, сокращение или прекращение привноса биогенов из моря в связи с вероятной сменой циркуляции вод в бассейнах. С этими обстоятельствами, видимо, было связано обеднение состава комплексов организмов низменностей и лиманов. Однако сообщества к сантону преобразуются в основном без разрушения связей между основными биоценотическими блоками или внутри них. При этом увеличивается доминирование растительноядных динозавров *Nadrosauridae*, а также склерофагов, освоивших питательные крупными, гребнистыми, толстопанцирными двустворками (особые черепахи *Trolox* и крокодилы *Shamosuchus*). Смены к сантону происходили в основном на видовом и подвидовом уровнях, однако при этом вымирили, замещаясь другим ганоидом, *Lepisosteidae*, происходила смена

родов скатов. От сантона к кампану по данным изучения скорлупы яиц замещаются более крупными формами *Hadrosauridae*. В маастрихте на западе Азии остатков динозавров не известно, максимальный расцвет они пережили здесь в коньякском веке. В кампане—маастрихте при аридизации климата и постепенной трансгрессии моря на западной окраине Азии должно было идти сужение зон распространения растений и животных влажных приморских низменностей. При резкой регрессии моря на рубеже маастрихта и дания могла произойти ломка экосистем низменностей и лиманов за счет осушения водоемов и болот, понижения уровня грунтовых вод на сформировавшихся до этого дельтах, падения продуктивности экосистем низменностей, резкого сокращения поступления органических веществ с приморской суши в лиманы и прибрежные участки морей, заиливания их дна, замутнения вод.

Эволюция экосистем может идти относительно быстрым путем, при „ударных” воздействиях среды, сопровождающихся ломкой одних сообществ и построением иных, обладающих важными ценотическими новообразованиями. Такой путь мы называем инцидатным (от латинского *incitatus* — приведенный в быстрое движение). Другой тип — медленные, последовательные преобразования в относительно постоянных условиях среды, без разрушения сообществ. Мы называем его тардальным (от латинского *tardus* — медленный). Эволюция наземных сообществ по первому типу может идти в результате сильных изменений абиотической среды, вызывающих разрушение бывших климаксных ценозов, вымирание доминирующих климаксных типов, широкую миграцию флор и фаун. При этом новые сообщества формируются из пионерных видов, элементов старых сообществ и мигрантов. На первых этапах становления новые сообщества будут иметь структуру пионерных, изменчивый состав и сложение, преобладание экспансивных мобильных видов со слабой экологической специализацией и широкими перекрывающимися нишами. Такие сообщества неустойчивы, стабилизирующий отбор в них ослаблен, что ведет к быстрой эволюции и коэволюции видов [1]. Между видами и блоками видов будут устанавливаться новые трофические и функциональные связи. В результате на основе множества однотипных пионерных биоценозов, в которых параллельно идут все эти процессы, относительно быстро должен формироваться новый устойчивый климаксный биогеоценоз с принципиально новыми связями, соответствующий новым условиям среды. Некоторые, во многом аналогичные процессы можно наблюдать и в настоящее время на примере антропогенных вторичных растительных сообществ типа маквис, а также некоторых мелколиственных лесов, замещающих темнохвойную тайгу. Из-за постоянного антропогенного давления они не могут вернуться к климаксному состоянию. Эти сообщества изменчивы, неустойчивы, с обилием пионерных видов. Адвентивные организмы, например, среди птиц, высших растений также обычно проникают лишь во вторичные, нарушенные сообщества, поскольку высокие биоценотические барьеры коренных сообществ мешают их внедрению. При инцидатной эволюции биоценозы формируются сетчатым путем [3], т. е. из элементов, имеющих каждый свою историю, а часто и разные



места возникновения. Преобразование отдельных элементов и их блоков, объединение и сопряженная эволюция компонентов возможны благодаря низкой целостности систем биоценологического уровня. В случае тардальной эволюции происходит преобразование экосистемы как целого. При относительно постоянных условиях абиотической среды преобладает стабилизирующий тип отбора видов. Может идти лишь постепенное видообразование по пути специализации, сужения и разделения экологических ниш, увеличения количества симбиотических связей, более полного использования ресурсов. Увеличение количества видов будет вести к постепенному насыщению ими сообщества, увеличению его сложности и устойчивости. При постепенных, однонаправленных изменениях среды, не выходящих за пределы критических для сообщества, видимо, идет медленная „адаптация” и постепенное преобразование одного климаксного биогеоценоза в другой. Примером могут служить параллельные преобразования изолированных однотипных сообществ темнохвойной тайги на равнинах Евразии и в горах Тянь-Шаня. В целом тардальная эволюция из-за низких темпов даже при большой продолжительности вряд ли может дать крупные перестройки ценоценологической организации и принципиально новые экосистемы.

Особым случаем эволюции является завоевание новых, еще не занятых адаптивных зон (например, выход однодольных на относительно засушливые внутриматериковые пространства). Здесь определяющими структуру экосистемы могут стать новые группы растений и животных с высокими средообразующими способностями. Тардальная эволюция является закономерным продолжением инцидентной. Оба отмеченных типа преобразований, чередуясь, сменяют друг друга. Высокая частота внешних „ударов” на экосистемы ограничивает продолжительность тардальных этапов. В результате дифференцированного сохранения сообществ и их прямого преобразования под действием среды экосистемы должны эволюционировать, не только „адаптируясь” к какой-то одной стабильной среде, но и по пути увеличения общей автономности (по отношению к разнообразным внешним воздействиям), устойчивости в изменяющихся условиях абиотической среды, повышении способности к возвращению на прежние места распространения после снятия относительно кратковременного стресса.

## Л и т е р а т у р а

1. Красилов В. А. Эволюция и биогеография. М., 1977. 256 с.
2. Несов Л. А., Головнева Л. Б. Изменения комплексов позвоночных сеномана-сантона (поздний мел) Кызылкумов // Палеонтология и эволюция биосферы. Л., 1983. С. 126–134.
3. Уиттекер Р. Сообщества и экосистемы. М., 1980. 327 с.
4. Чернов Ю. И. Эволюционный процесс и историческое развитие сообществ // Фауногенез и филоценогенез. М., 1984. С. 5–23.
5. Estes R. Fossil vertebrates from the Late Cretaceous Lance Formation Eastern Wyoming // Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. 1964. Vol. 49. P. 1–180.

## ФИТООРИКТОЦЕНОЗЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ СМЕНЫ ЛАНДШАФТОВ В ХОДЕ ФОРМИРОВАНИЯ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Совокупности фоссилизированных микро- и макроскопических остатков растений, захороненных в породах определенных литогенетических типов, образуют фитоориктоценозы, которые несут важную информацию о сменах древних ландшафтов в ходе формирования угольных месторождений. Многолетние палеофитологические исследования, выполненные с применением фациально-палеоэкологического метода, позволили выделить типы фитоориктоценозов, встречающиеся в угольных отложениях карбона Центрального Казахстана [2].

Интервалы \*разреза, выделяемые по характерному набору фитоориктоценозов, рассматриваются как фитоориктостратоны, отражающие господствующие ландшафтно-седиментационные обстановки периодов образования того или иного интервала разреза. В угленосном карбоне Центрального Казахстана наблюдаются закономерные смены фитоориктостратонов, обусловленные фазами тектоно-седиментационных циклов. Соответственно выделяются экоциклы (Е), включающие фитоориктостратоны регрессивной ( $E_{reg.}$ ), переходной ( $E_{ps.}$ ) и трансгрессивной ( $E_{tr.}$ ) экофаз [1].

Рассмотрим региональные и общие закономерности строения фитоориктостратонов и образуемых ими экоциклов как по разрезам, так и по площади угленосного карбона Центрального Казахстана.

Ниже для краткости полные названия фитоориктоценозов, характеризующих стратоны, заменяются следующими индексами, с помощью которых строится формула сложных фитоориктостратонов:

Стеблей лепидодендровых . . . . .	Lc
Неопределимых бесструктурных растительных остатков . . . . .	С1
Аппендиксов лепидодендроновых . . . . .	Ap
Вторичных корней членистостебельных . . . . .	R
Слоевещ водорослей . . . . .	Al
Стеблей членистостебельных . . . . .	Ag
Талломов печеночных мхов . . . . .	Hp
Рахисов птеридоспермов . . . . .	Pt
Листьев членистостебельных и лепидодендроновых . . . . .	Ph
Стволов членистостебельных и лепидодендроновых . . . . .	St
В различной степени измельченного растительного детрита:	
в песчанике . . . . .	Dt <sub>1</sub>
в аргиллите и алевролите . . . . .	Dt <sub>2</sub>
Растительный аттрит . . . . .	Dt <sub>3</sub>

Изучение фитоориктоценозов было проведено в Карагандинском и Экибастузском бассейнах, на месторождениях Акжар, Борлы, Койтас, Ушсор, Сарыадыр и Самайсор. Наиболее полно угленосная толща карбона представлена в разрезе Карагандинского бассейна, где достигает

мощности 3500–4000 м и разделяется на семь свит (снизу вверх): аккудукскую, ашлярикскую, карагандинскую, надкарагандинскую, долинскую, тентекскую и шаханскую. Разрез карбона Карагандинского бассейна может быть принят в отношении экостратиграфического расчленения за опорный для отложений Центрального Казахстана. Для него характерны следующие смены фитоориктостратонов и образуемых ими экоциклов.

Отложения ашлярикской свиты и интервала угольных пластов  $k_1$ – $k_3^2$  карагандинской свиты характеризуются чаще двучленными экоциклами, в которых удастся выделить регрессивную и трансгрессивную экофазы, и реже – трехчленными экоциклами, содержащими еще и переходную экофазу. Это будут экоциклы<sup>1</sup>:

$$E = E_{reg} (Dt_1) \xrightarrow{tr} E_{tr} (Cl + Dt_2),$$

или

$$E = E_{reg} (Dt_1 + Ap) \xrightarrow{fl} E_{ps} (Ap + Cl + Dt_2) \xrightarrow{tr} E_{tr} (Dt_2).$$

Фитологические признаки таких экоциклов отражают смену обстановок в пределах морских лагун и их прибрежий. Количество фитоориктоценозов здесь очень ограничено. Фитоориктостратоны, типичные для регрессивных экофаз, –  $(Dt_1)$  или  $(Dt_1 + Ap)$ , т. е. характерными являются ориктоценозы в различной степени измельченного растительного детрита в песчаниках морских прибрежий и ориктоценозы аппендиксов лепидодендроновых в алевролитах и алевролитистых песчаниках морских отмелей; для трансгрессивных экофаз –  $(Cl + Dt_2)$  или  $(Dt_2)$ , т. е. ориктоценозы неопределимых бесструктурных растительных остатков, образовавшиеся в условиях заболоченных лагун, и ориктоценозы растительного детрита в аргиллитах лагун; при наличии переходной экофазы присутствует фитоориктостратон  $(Ap + Cl + Dt_2)$ , характеризующийся чередованием ориктоценозов аппендиксов лепидодендроновых, неопределимых бесструктурных растительных остатков и в различной степени измельченного растительного детрита, образовавшихся в условиях периодически заболачивавшихся лагун.

Выше по разрезу угленосной толщи Карагандинского бассейна, особенно в интервале угольных пластов  $k_{15}$ – $k_{20}$  карагандинской свиты и в надкарагандинской свите, экоциклы отличаются сильным развитием переходной экофазы, причем часто они имеют двучленное строение и состоят только из регрессивной и мощной переходной экофазы:

$$E = E_{reg} (Dt_1 + St) \xrightarrow{fl} E_{ps} [(Ap) + (Cl + Ap + Pt) + (R + Cl)].$$

<sup>1</sup> В формулах экоциклов у каждой экофазы в скобках записываются индексы фитоориктоценозов: стрелками указывается направленность палеоэкологических сукцессий: tr – в сторону опускания, вызывающего обводнение территории, fl – в сторону переходной экофазы, характеризующейся условиями, балансирующими между медленным опусканием и слабым поднятием.

Фитологические признаки таких эоциклов отражают смену условий в пределах ландшафтов речных долин и дельт. Количество и разнообразие фитоориктоценозов здесь несколько возрастают, особенно за счет переходных эофаз. Типичными фитоориктостратонами являются для регрессивных эофаз ( $Dt_1 + St$ ), т. е. характерны ориктоценозы в различной степени измельченного растительного детрита и стволов членистостебельных и лепидодендроновых в песчаниках речных русел. Для переходных эофаз характерны ориктоценозы аппендиксов лепидодендроновых и неопределимых бесструктурных растительных остатков, отражающие развитие болот с болотно-лесным типом растительности, ориктоценозы рахисов птеридоспермов, свидетельствующие о развитии застойных озер, и ориктоценозы вторичных корней членистостебельных, указывающих на зарастание озер и пойм.

Для отложения долинской свиты Карагандинского бассейна характерны эоциклы трехчленного строения:

$$E = E_{reg} (Dt_1 + Ap) \xrightarrow{fl} E_{ps} (Ap + Cl) \xrightarrow{tr} E_{tr} (Pt).$$

Фитологические признаки таких эоциклов отражают смену условий в пределах озерно-болотных обстановок. Количество фитоориктоценозов, характеризующих отдельные эоциклы, невелико. Типичным фитоориктостратонам регрессивной эофазы является ( $Dt_1 + Ap$ ), включающий ориктоценозы, отражающие накопление растительных остатков в заболачивающемся озере; фитоориктостратон переходной эофазы ( $Ap + Cl$ ) отражает развитие болотно-лесной растительности с господством плауновидных, а фитоориктостратон трансгрессивной эофазы ( $Pt$ ) свидетельствует о смене болотной обстановки условиями застойного озера, в которое поступало значительное количество растительных остатков с прилегающих побережий, занятых древесно-кустарниковой растительностью с господством птеридоспермов.

Для отложений тентекской свиты выше угольного пласта  $t_4$  характерно исключительно двучленное строение эоциклов, состоящих только из регрессивной и переходной эофаз:

$$E = E_{reg} (St + Dt_1) \xrightarrow{fl} E_{ps} [(Cl + Pt) + (Pt + R + Cl) + (Cl + Pt)].$$

Фитологические признаки подобного эоцикла отражают смену обстановок в условиях денудационно-расчлененной аллювиально-озерной равнины. Количество фитоориктоценозов в пределах отдельных эоциклов заметно увеличивается за счет большего количества растительных остатков в отложениях переходной эофазы. Типичные фитоориктостратоны последней характеризуются чередованием ориктоценозов неопределимых бесструктурных растительных остатков с доминированием микроспор птеридоспермов и ориктоценозов рахисов птеридоспермов. Гипоаллохтонное накопление этих фитоориктоценозов происходило в застойных озерах, куда поступало большое количество растительного материала с прилегающих равнин. Иногда они сочетаются с ориктоценозами

вторичных корней членистостебельных, свидетельствующих о зарастании застойных озер.

Для отложений шаханской свиты, завершающей разрез угленосного карбона Карагандинского бассейна, также характерны экоциклы дву-членного строения, состоящие из регрессивной и переходной экофаз, однако в отличие от экоциклов тентекской свиты фитоориктостратоны шаханской свиты характеризуются обедненным составом:

$$E = E_{\text{рег}} (Dt_1) \xrightarrow{\Pi} E_{\text{ps}} (R + Dt_2).$$

Фитоориктостратоны регрессивной экофазы ( $Dt_1$ ) и переходной экофазы ( $R + Dt_2$ ) отражают различные условия седиментации в озерном бассейне: в условиях поднятия прилегающих участков суши и интенсификации эрозийных процессов количество растительного детрита, сносимого в озеро, увеличивалось, и его захоронение происходило одновременно с накоплением более грубозернистых песчаных осадков; в условиях денудационного выравнивания или опускания суши увеличивалась площадь прибрежных мелководий озер, которые зарастали прибрежно-водной растительностью. Об этом свидетельствует появление в разрезе ориктоценозов R.

Перейдем к анализу фитоориктостратонов и экоциклов в других изученных угольных месторождениях Центрального Казахстана. Во всех районах, как и в разрезе Карагандинского бассейна, нижние части разрезов характеризуются экоциклами, у которых фитоориктостратоны регрессивных экофаз представлены растительным детритом, накопившимся в мелководных морских лагунах; фитоориктостратоны переходных экофаз представлены ориктоценозами Ar, образовавшимися при зарастании мелководных лагун; фитоориктостратоны трансгрессивных экофаз представлены небольшим количеством растительного детрита или аттрита, захороняемого в осадках морских лагун. Таким образом, весь ряд палеоэкологической сукцессии в период накопления осадков нижней части угленосного карбона проходил в ландшафтных условиях морских лагун, на побережьях которых при отступании морских вод появлялся болотно-лесной тип растительности с господством плауновидных.

При переходе от морских обстановок к континентальному седиментогенезу в большинстве районов в течение длительного времени получил развитие ландшафт приморских низменностей с болотно-лесным типом растительности, где господствовали плауновидные. Эти обстановки были благоприятны для накопления мощных горизонтов углей. В экоциклах им отвечают сильно развитые переходные экофазы с фитоориктостратонами ( $Ar + Cl$ ), в которых многократно чередуются ориктоценозы аппендиксов лепидодендроновых и неопределимых бесструктурных растительных остатков с доминированием микроспор плауновидных.

В верхней половине угленосной толщи карбона Центрального Казахстана широко представлены континентальные аллювиально-озерные отложения. Палеофитологические особенности фаз экоцик-

лов позволяют судить о смене условий седиментогенеза в период их образования: во время регрессивных экофаз (отвечающих подъему территории) осадконакопление происходило в эрозионных врезях — речных руслах, а при трансгрессивных экофазах (при опускании территории) — в обстановках аллювиально-озерной аккумулятивной равнины — в поймах, пойменных озерах и старицах, зарастающих и заболачивающихся. Для экоциклов этой части разрезов угленосного карбона в тех районах Центрального Казахстана, где эта часть представлена, характерно наличие в регрессивных экофазах ориктоценозов St или Dt<sub>1</sub> в песчаниках речных русел, в переходных экофазах — ориктоценозов Cl с доминированием микроспор птеридоспермов и ориктоценозов Pt в отложениях застойных озер, а в трансгрессивной экофазе — ориктоценозов R в отложениях мелководных зарастающих озер.

В заключение выделим наиболее общие закономерности смены древней растительности. Во всех изученных месторождениях нижняя часть разрезов угленосной толщи карбона отличается развитием ориктоценозов в различной степени измельченного растительного детрита совместно с остатками морской фауны, выше по разрезу преобладают ориктоценозы аппендиксов и стеблей лепидодендроновых, затем стеблей членистостебельных и рахисов птеридоспермов, которые сменяются ориктоценозами вторичных корней. Данной последовательности фитоориктоценозов отвечает следующий порядок смены древней растительности: от болотно-лесного типа с господством плауновидных на низменных побережьях морских лагун и заболоченных приморских низменностях, к мезофитному древесно-кустарниковому типу с господством птеридоспермовых на денудационно-расчлененной равнине. В условиях денудационных равнин, формирующихся на воздымающейся платформе, становится характерен прибрежно-водный тип растительности с господством членистостебельных по берегам мелководных зарастающих и периодически мелеющих озер.

Отмеченная тенденция в смене древней растительности и отвечающая ей смена основных типов фитоориктоценозов дважды повторяется по разрезу каменноугольных отложений Центрального Казахстана, отражая наличие двух мегациклов в смене палеоландшафтных и палеоботанических условий. Оба цикла наиболее полно выражены в Карагандинском бассейне, менее четко в Экибастузском бассейне; в Койтасском, Ушсорском, Сарыадырском и Самайсорском месторождениях второй цикл не получил полного выражения; в месторождениях Акжар и Борлы разрез отражает неполное развитие нижнего цикла.

Выявленные этапы развития растительности периода образования отложений угленосного карбона Центрального Казахстана обусловлены направленным изменением общих палеогеографических и палеозоологических условий во времени, которые в свою очередь контролировались унаследованным тектоническим развитием региона.

1. Ошуркова М. В. Детальное расчленение угленосных отложений по палео-фитологическим данным. Методические рекомендации. Л., 1981. 40 с.
2. Ошуркова М. В. Древняя растительность как индикатор фациальных обстановок осадконакопления // Литогенетические типы отложений угленосного карбона Большой Караганды. Л., 1984. С. 82–111.

**Н. П. Кянсеп - Ромашкина**

### **ХАРОВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ – ПОКАЗАТЕЛИ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ДРЕВНИХ ОЗЕРНЫХ СИСТЕМ**

Харофиты — это зеленые, бентосные, полностью погруженные в воду водоросли, размером обычно в 10–20 см, но иногда достигающие 1–2 м в высоту. Своеобразное членисто-мутовчатое строение таллома отличает их от всех других водорослей. По внешнему виду они имеют сходство с высшими водными растениями: роголистником (*Ceratophyllum*) и водным хвощем (*Equisetum*), но лишены корневой системы и укрепляются в грунте при помощи ризоидов. Благодаря удовлетворительной фоссилизации, остатки харовых водорослей сохраняются в ископаемом состоянии. В отложениях находятся обычно обызвествленные ооспорангии, чрезвычайно редко встречаются части таллома, так как обызвествленный таллом хрупок и при захоронении легко и быстро разрушается. Харофиты известны с конца силура до настоящего времени.

Современные харовые водоросли произрастают во внутриконтинентальных водоемах: озерах, озерных системах, прудах, реках и, кроме того, в лагунах, лиманах, в прибрежной зоне морской литорали, распространяясь до ее краевой зоны, где уже отсутствует смешение морских и континентальных вод [11]. В типично морских водах харовые водоросли не произрастают. Среди внутриконтинентальных водоемов харовые водоросли наибольшего распространения достигают в озерах и озерных системах [1, 9]. По отношению к солености среди харофитов различают три экологические группы: 1 — пресноводные, 2 — пресноводные и солоноватоводные, 3 — солоноватоводные. Большинство современных видов произрастает в пресных и солоноватых водах. Решающее значение в распространении харовых водорослей имеет РН (7–9). Они не встречаются в сильно кислых водах, некоторые виды распространены в кислотно-щелочных водах, но большинство предпочитает щелочные воды. Эти водоросли занимают в водоемах прибрежные, защищенные от сильных волновых движений участки литорали. Сплошные заросли их — „харовые луга” — тянутся вдоль береговой линии от уреза воды на глубину до 3.5 м. В неглубоких, хорошо освещенных со слабым гидродинамическим режимом водоемах, заросли харофитов распространяются по дну всего

водоема. Важное значение при расселении харофитов имеет прозрачность воды, так как при большой прозрачности они могут произрастать на больших глубинах (до 30 м — в озере Иссык-Куль).

Харовые водоросли являются карбонатонакопителями. Они адсорбируют из воды карбонаты (преимущественно карбонат кальция), а после отмирания переводят их в осадок. В современных озерах под зарослями харовых водорослей накапливаются карбонатные илы. В водоемах эти водоросли играют роль регуляторов количества растворенных в воде карбонатных ионов. Мощные стабильные заросли их распространены в жестководных водоемах. Большинство видов харовых развивается при определенной концентрации растворенного в воде карбоната кальция, но некоторые виды рода *Sphaera* и большинство видов рода *Nitella* могут переносить его значительные колебания. При этом происходит обызвествление репродуктивных органов, тогда как таллом их часто вовсе не обызвествляется или обызвествляется до различной степени в зависимости от концентрации растворенного в воде карбоната кальция. Это связано с тем, что карбонат кальция накапливается у харовых водорослей двумя способами. Во-первых, в слоевище, где он откладывается на поверхности стенок клеток. Это наружное выпадение извести обусловлено фотосинтетической деятельностью растения в водной среде и связано с концентрацией растворенных в воде карбонатов. Во-вторых, обызвествление происходит внутри живых спиральных клеток ооспорангия, здесь известь выделяется из клеточного сока, где карбонат находится в виде органического соединения, в результате чего образуется известковая оболочка, или кальцина. Клеточный сок имеет более высокое по количеству содержание карбонатов, чем водная среда. Этот способ обызвествления не зависит от количества карбоната, растворенного в водной среде.

Остатки древних харовых водорослей распределяются в красноцветных и пестроцветных лагунно-озерных отложениях. Здесь они встречаются в комплексе с раковинами моллюсков, остракод, остатками рыб, водных черепах, мелких грызунов. Весь комплекс фаунистических остатков, сопутствующих харовым водорослям, — водный. В отложениях древних озер и озерных систем часто встречаются чистые ассоциации остатков харовых водорослей. Кроме того, известны находки харовых водорослей совместно с типично морскими организмами (фораминиферами, брахиоподами), что связано с произрастанием харовых в зоне прибрежной морской литорали. Находки остатков древних харовых водорослей сосредоточены в глинах, известковистых глинах, известняках, мергелях, реже — в глинистых алевролитах. В грубообломочных отложениях харовые водоросли не встречаются, так как при захоронении в зоне подвижной литорали они разрушаются. Современные харовые водоросли произрастают преимущественно на илистом грунте, но встречаются на песчаном и даже каменистом грунте: они могут произрастать на обломках и гальках известняка.

Автохтонные танатоценозы харовых водорослей представлены совместным нахождением гиригонитов и утрикул различного размера



(от 250 до 1500 мк), здесь же изредка могут встречаться части таллома. Аллохтонные танатоценозы харовых водорослей характеризуются отчетливой сортировкой гиригонитов и утрикул по форме и размеру.

Мощность отложений, содержащих остатки харовых водорослей, зависит от продолжительности существования древних внутриконтинентальных водоемов и степени устойчивости их гидродинамического и гидробиологического режима. В длительно существовавших, устойчивых во всех отношениях озерных системах остатки харовых водорослей распространены равномерно в карбонатно-глинистой части разреза, которая характеризуется большой мощностью (в десятки, иногда в сотни метров). Однако в случае, когда длительно существовавшая древняя озерная система имела неустойчивое экологическое состояние, остатки харовых водорослей встречаются в маломощных (от нескольких сантиметров до десятков сантиметров) слоях известковистых глин и известняков. В таких маломощных слоях остатки этих водорослей часто встречаются в изобилии [2, 3, 4, 5, 6].

Древние длительно существовавшие озерные системы известны в мезозое Монголии [7], в раннем мелу Средней Азии [2, 3], в палеогене и неогене Восточного Казахстана [4, 5]. Именно такие озерные системы представляют наибольший интерес для изучения эволюции озерного осадконакопления.

В отложениях длительно существовавших озерных систем хорошо прослеживается ритмичность древнего осадконакопления, где остатки харовых водорослей занимают четко определенное положение. Каждый ритм озерного осадконакопления начинается отложением грубообломочных пород, которые характерны для времени тектонической активности в регионе. Затем в разрезе появляются более тонкие песчано-алевритовые и глинистые отложения, сменяющиеся вверх по разрезу глинисто-карбонатными и карбонатными породами. В конце ритма могут появляться соленосные породы, характерные для отложений бессточных водоемов. Разрезы толщ озерного осадконакопления не всегда представлены полными ритмами, иногда какие-то части ритма могут выпасть из разрезов. Остатки харовых водорослей приурочены к глинисто-карбонатной части озерного осадконакопления [3, 6].

В древних континентальных толщах отложения с остатками харовых водорослей встречаются либо в виде линзовидных слоев, либо в виде слоев, выдержанных по простиранию на десятки километров. Линзовидные прослой связаны с отложениями малых водоемов: небольших озер, заливов, речных стариц. Такие линзовидные слои с остатками харовых водорослей известны в нижней части палеогенового разреза (в палеоцене и нижнем эоцене) Зайсанской впадины в Восточном Казахстане [4, 5].

Выдержанные по простиранию на значительные расстояния слои с остатками сходных ассоциаций харовых водорослей характерны для отложений обширных озер, озерных систем, лиманов, в прибрежных зонах которых существовали однотипные экологические и гидродинамические условия. Такие слои известны в нижнемеловых отложениях Средней Азии [2, 3], в палеогене (верхнем эоцене и нижнем олигоцене) и в неогене (нижнем миоцене) Восточного Казахстана [4, 5].

В разрезах озерного осадконакопления слои с остатками харовых водорослей занимают определенное положение, связанное с бывшим экологическим состоянием озерной системы, повышенной трофностью водоемов. В современных озерах мощные стабильные заросли харовых водорослей характерны для мезотрофных озер [10].

В древних озерных отложениях остатки харовых водорослей соответствуют определенным стратиграфическим уровням, каждый из которых характеризуется той или иной ассоциацией видов, имевших в отдельные периоды фанерозоя широкое географическое распространение. Они широко распространены в девонском, меловом, палеогеновом и неогеновом периодах.

В конце раннего мела, в аптское и альбское время, известны ассоциации следующих видов харовых водорослей: *Atopochara trivolvris* Peck, *Flabellochara harrisj* (Peck) Gramb., *Clypeator jiuquanensis* (Wang Shui) Gramb., *Mesochara voluta* (Peck) Gramb. Они были распространены на юге Западной Европы, Севере Африки, в Малой, Средней и Центральной Азии, в Северной и Южной Америке [2, 3, 6].

Палеогеновые ассоциации харовых водорослей, особенно эоценовые, имеют широкое географическое распространение. Некоторые эоценовые виды, такие как *Harrisichara vasiformis* (Reid et Grov.) Horn af Rantzien, *Sphaerochara edda* Soulie-Marsche, *Grambastichara tinrata* (Reid et Grov.) Horn af Rantz., *Raskyaechara peckii* (Rasky) Horn af Rantz. известны в Западной Европе и Центральной Азии [4, 5].

1. Современные и древние виды харовых водорослей имеют широкое географическое распространение. Им свойственна приуроченность к водоемам со сходными экологическими условиями, характерными индикаторами которых они являются.

2. Присутствие остатков харовых водорослей в породах определенного типа дает основание для отнесения их к отложениям внутриконтинентальных водоемов: озер, озерных систем, лиманов, лагун.

3. Харовые водоросли произрастают преимущественно в пресных и солоноватых водах, где образуют мощные стабильные заросли. Они характерны для озер с повышенной жестководностью, со спокойным гидродинамическим режимом в литоральных зонах.

4. Являясь карбонатонакопителями и регуляторами количества растворенных в воде карбонатов, стабильные заросли харовых водорослей оказывают огромное влияние на осадконакопление. В ритме озерного осадконакопления харовые водоросли сосредоточены в его глинисто-карбонатной части.

5. При изучении эволюции харовых водорослей наибольший интерес представляют озерные системы, существовавшие длительные отрезки времени, когда можно проследить стадии развития внутриконтинентальных водоемов и определить стратиграфические уровни распространения в них харовых водорослей. Находки харовых водорослей соответствуют мезотрофной и переходной к эвтрофной стадиям биологического развития озерной системы. Обычно это — конечная стадия в цикле развития системы, после чего она либо прекращает свое существование, либо в результате притока новых вод восстанавливается.

1. А б р о с о в В. Н. О значении харовых водорослей в истории озер // Бот. журн. 1959. 44. № 5. С. 684–687.
2. К я н с е п - Р о м а ш к и н а Н. П. Некоторые раннемеловые харофиты Ферганской и Таджикской депрессий // Континентальные образования Восточных районов Средней Азии и Казахстана. Л., 1969. С. 52–68.
3. К я н с е п - Р о м а ш к и н а Н. П. Значение харовых водорослей для стратиграфии мезозойских отложений Ферганы и их палеолимнологических реконструкций // Проблемы исследования древних озер Евразии. Л., 1974. С. 21–37.
4. К я н с е п - Р о м а ш к и н а Н. П. О значении харофитов для стратиграфии палеогена Зайсанской впадины // Ежегодник ВПО. Т. XXIII. Л., 1980. С. 286–296.
5. К я н с е п - Р о м а ш к и н а Н. П. Харовые водоросли // Палеолимнология Зайсана. Л., 1980. С. 97–124.
6. К я н с е п - Р о м а ш к и н а Н. П. Развитие харовых водорослей в озерных бассейнах юга СССР // Жизнь на древних континентах, ее становление и развитие. Тр. XXIII сессии ВПО. Л., 1981. С. 58–65.
7. К я н с е п - Р о м а ш к и н а Н. П. Распространение харовых водорослей в мезозойских озерных бассейнах Монголии и условия их произрастания // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982. С. 158–179.
8. М а с л о в В. П. Введение в изучение ископаемых харовых водорослей. М., 1963. С. 104.
9. Ш и р к и н е н е И. Б., Т р а й н а у к а й т е И. Ю. Экология харовых водорослей Литовской ССР // Харовые водоросли и их использование в исследовании биологических процессов клетки. Матер. к Вес. симпозиуму по изучению харовых водорослей. Вильнюс, 1967. С. 104–118.
10. Я к у ш к о О. Ф., М а с л о в е ц И. А., Г и г е в и ч Г. С. Высшая водная растительность Бреславских озер // Вестник Белорусского гос. ун-та. 1976. Сер. II. С. 64–69.
11. L e v y A., L u c a s G. Remarques sur le rôle des charophytes dans les milieux margino-littoraux // C. R. Acad. Sci. 1971. D. 272. N 20. P. 2527–2530.

**А. А. Ищенко, Л. В. Коренчук**

### **ВОДОРΟΣЛИ В БИОФАЦИАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ ВЕНДСКОГО И СИЛУРИЙСКОГО БАССЕЙНОВ ПОДОЛИИ**

В процессе развития морского бассейна на юго-западном склоне Восточно-Европейской платформы от венда до девона происходила неоднократная смена условий и обстановок осадконакопления и палеофитоценозов. При этом изменение фитоценозов шло в направлении усложнения их состава и структуры, освоения водорослями новых биотопов, изменения жизненных форм и анатомического строения в зависимости от изменения экологических условий. Для определения характера изменения основных абиотических параметров среды нами были проанализированы цикличность осадконакопления и некоторые геохимические характеристики осадков, определялась их фациальная природа, состав и распределение водорослевых ассоциаций по площади. Полученные данные отражены на графиках изменения геохимических модулей по разрезам вендских и силурийских отложений и на палеофациальных профилях, где показаны изменения обстановок осадко-

накопления от континентальных к морским относительно глубоководным (рис. 1), а также в серии схем распределения водорослевых фаций по площади для некоторых интервалов геологической истории бассейна (рис. 2, 3).

Для геохимической характеристики отложений использовались соотношения основных окислов, которые, по данным различных исследователей [1, 4, 6], характеризуют степень выветренности пород области сноса и интенсивность химического выветривания ( $Al_2O_3/SiO_2$ ,  $Al_2O_3/Na_2O$ ,  $K_2O/Na_2O$ ), а также геохимическую зрелость пород ( $Al_2O_3/Na_2O$ ) и климатические условия области сноса ( $Al_2O_3/TiO_2$ ).

На шельфе силурийского периконтинентального морского бассейна, занимавшего весь юго-западный склон Восточно-Европейской платформы, согласно фациальной модели, разработанной, в частности, эстонскими геологами [5], выделяется зона склона шельфа, открытого шельфа, закрытого мелководного шельфа, зона отмелей и лагунно-прибрежная зона. В истории развития вендского внутриконтинентального бассейна можно выделить зоны прибрежного мелководья и отмелей, подвижного мелководья, спокойного мелководья, удаленного от берега, относительного глубоководья.

Крупные остатки бентосных водорослей в вендских отложениях впервые встречены в лядовских и бернашевских слоях ярышевской свиты. Они приурочены к слоям, образовавшимся в зоне мелководья и отмелей вблизи береговой линии и вокруг небольших островов, существовавших в юго-восточной части вендского бассейна (рис. 2а). В таких условиях формировалась ассоциация нитчатых зохолиниевых водорослей с корковидными стелющимися слоевищами и макропланктонных чуариеподобных. Остатки этих водорослей содержатся в прослоях тонкозернистых песчаников и аргиллитов. Незначительные площади, на которых фиксируются такие породы, и слабая насыщенность этих пород водорослевыми остатками свидетельствуют о начальном этапе становления водорослевой биоты на Подольском участке вендского бассейна, о ее пространственной и временной ограниченности. Но несмотря на то, что водорослевая растительность в ярышевское время не была обильной, продуцируемое ею органическое вещество было достаточным для формирования сообщества медузоидных организмов, остатки которых в изобилии отмечаются в бернашевских слоях. Характерно, что ориктоценозы, обильные по составу растительных и животных организмов, приурочены к отложениям, характеризующимся наименьшими для ярышевского времени значениями соотношений  $Al_2O_3/TiO_2$  (рис. 1), что свидетельствует о резких климатических изменениях в экосистеме. К этим же уровням приурочены вспышки видообразования планктонных форм: формирование макропланктона и октаэдрических и тетраэдрических микропланктонных форм группы *Erdomorphida*.

Водорослевые фации ярышевского времени имеют локальное изолированное распространение, незначительное по занимаемой площади. В отличие от них водорослевые фации нагорянского времени распространены более широко, линейно вдоль береговой линии джуржевского бассейна и приурочены к наиболее мелководной его зоне (рис. 2б).

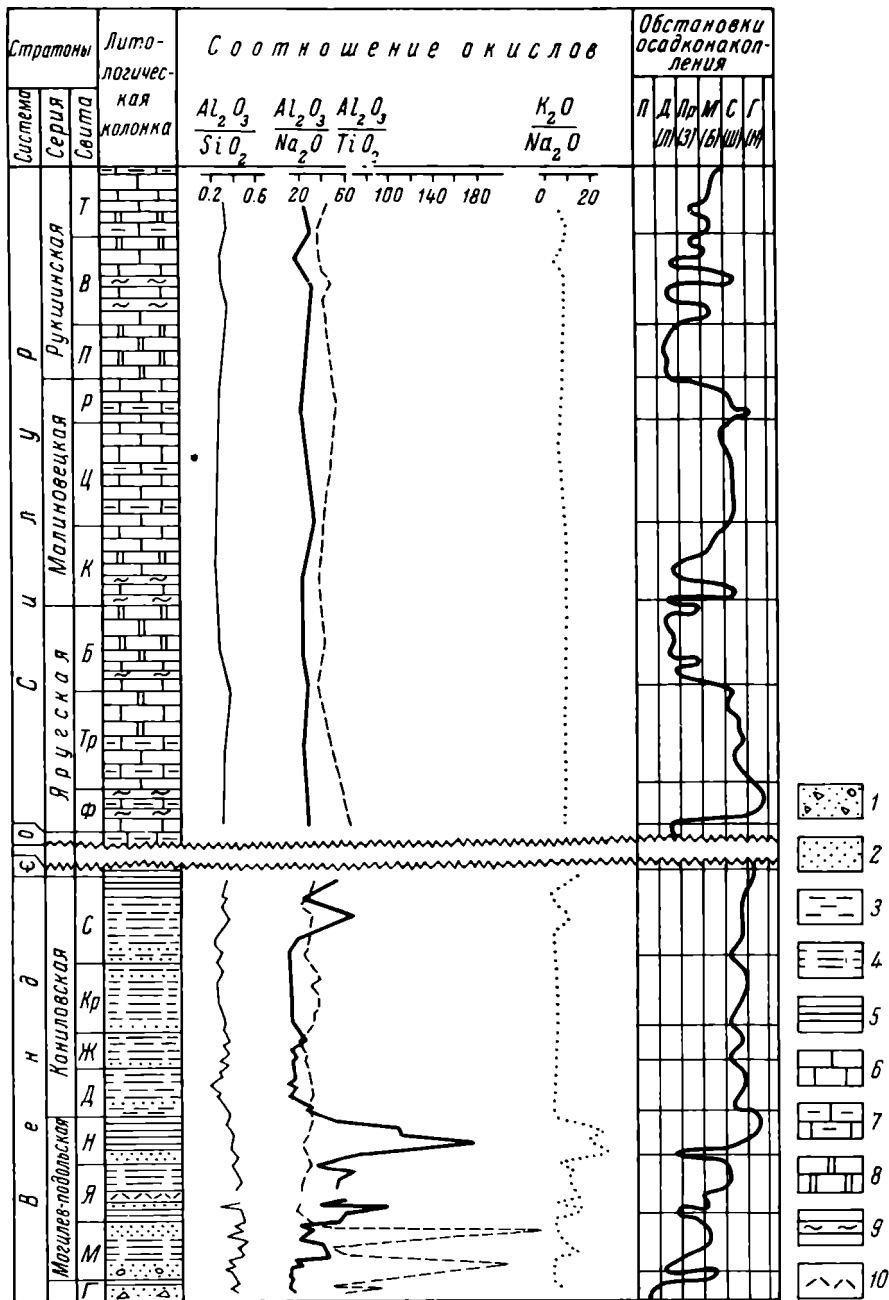


Рис. 1. Литолого-геохимическая и динамическая характеристики вендских и силурийских отложений Подолии. Условные обозначения:

1 – конгломераты, брекчии, гравелиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты, 4 – алевролитистые аргиллиты, 5 – аргиллиты, 6 – известняки, 7 – глинистые известняки, 8 – доломиты, 9 – мергели, 10 – туфогенные породы; свиты: Т – трубишская, В – вер-

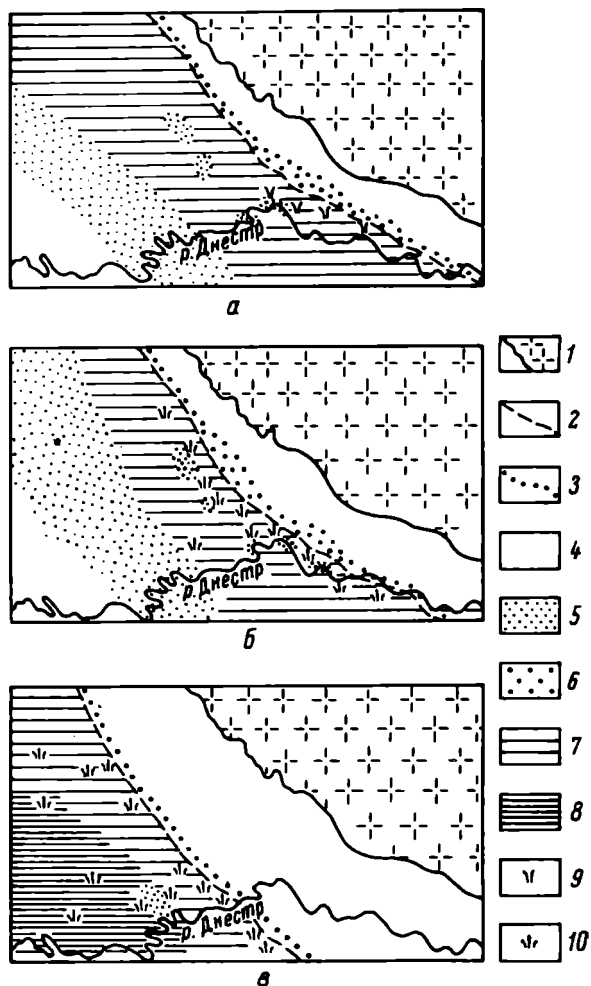


Рис. 2. Распределение водорослевых фаций в венде Подолии.

а – лядовское время, б – джуржувское время, в – каниловское время; 1 – Украинский щит, 2 – современная граница распространения отложений, 3 – предполагаемое положение береговой линии, 4 – предполагаемая суша; фациальные зоны бассейна осадконакопления: 5 – прибрежного мелководья и отмельная, 6 – предполагаемая прибрежная, 7 – мелководная, спокойной седиментации, 8 – относительно глубоководная; водорослевые фации: 9 – зоохалиневая, 10 – вендотениевая.

ницкая, П – пригородокская, Р – рыхтовская, Ц – цвицлевская, К – коновская, Б – баговицкая, Тр – тернавская, Ф – фурмановская, С – студеницкая, Кр – крушановская, Ж – жарновская, Д – даниловская, Н – нагорянская, Я – ярышевская, М – могилевская, Г – грушкинская; обстановки осадконакопления: вендские (П – потоковые, Д – прибрежных равнин, Пр – прибрежного мелководья и отмельные, М – подвижного мелководья, С – мелководья со спокойной седиментацией, Г – относительно глубоководные); силурийские (Л – лагунные, З – закрытого шельфа, Б – барово-отмельные, Ш – мелкого шельфа, Н – относительно глубокого шельфа).

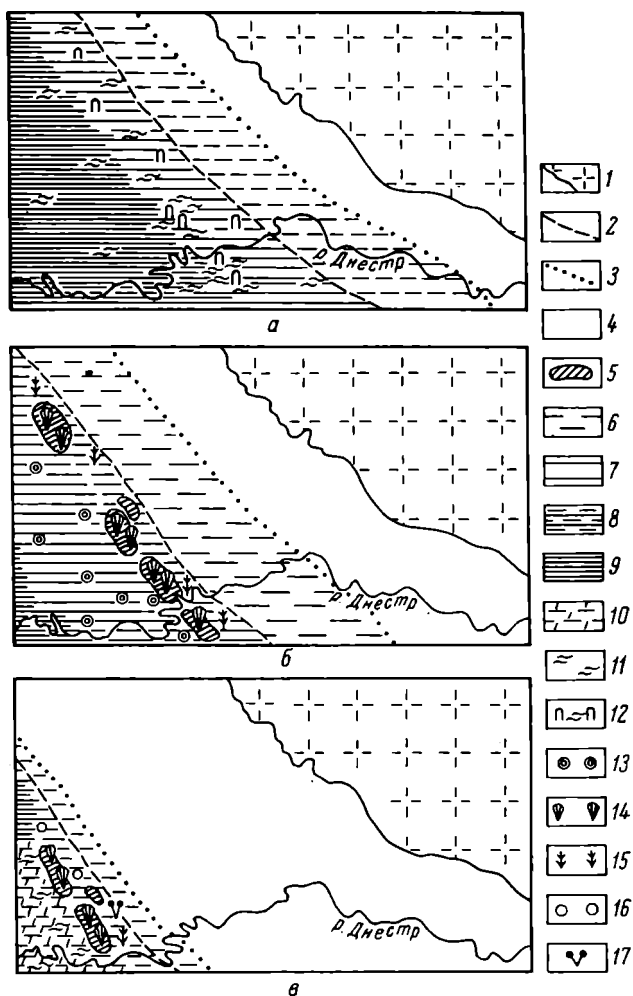


Рис. 3. Распределение водорослевых фаций в силуре Подолии.

а – китайгородское время, б – баговицкое время, в – скальское время; 1 – Украинский щит, 2 – современная граница распространения отложений, 3 – предполагаемое положение береговой линии, 4 – предполагаемая суша, 5 – биогермы; фациальные зоны бассейна осадконакопления: 6 – лагунно-прибрежная, 7 – отмельная, 8 – закрытого мелководного шельфа, 9 – открытого шельфа, 10 – чередование зон открытого шельфа и отмельных; водорослевые фации: 11 – гирванелловая, 12 – гирванелло-рабдопорелловая, 13 – спонгиостромовая, 14 – соленопоровая биогермная, 15 – бутотрефисовая, 16 – палеолептофикусовая, 17 – куксониево-зостерофилловая.

Именно с этой зоной связано накопление груботерригенного материала: песчаников с алевроитовыми прослоями, в которых отмечается огромное количество детритового водорослевого материала, представленного остатками вендотений. Появление этих остатков в большом количестве в джуржевских отложениях можно объяснить только миграцией вендотений из других бассейнов. В конце джуржевского времени и в начале калюсского вендотении заняли все прибрежные биотопы, развивались в них интенсивно, имели большую продуктивность и биомассу.

В каниловское время водорослевая вендотениевая фация занимала всю зону моря (рис. 2, в). Продуцируемое водорослями в огромном количестве органическое вещество служило стимулом для быстрого развития консументов – илоедов. При этом гетеротрофная утилизация продуктов автотрофного метаболизма водорослей все же отставала от их продуцирования и общая трофическая направленность вендской экосистемы была автотрофной.

Характерной особенностью вендотениевой водорослевой фации является формирование в ее прибрежной части специфической ассоциации растений, выделенных в род *Kanilovia* A. Istchenko, которые обладали репродуктивными органами, сходными с репродуктивными органами современных мохообразных. Здесь также были обильны водоросли со стелющимися корковидными слоевищами.

Развитие вендотениевой флоры, как видно из соотношения  $Al_2O_3/TiO_2$  (рис. 1) происходило в условиях стабильного гумидного климата и относительно стабильных фациальных условий мелководного бассейна, что обусловило длительное существование неизменной вендотениевой флоры с внутривидовыми колебаниями параметрических характеристик слоевищ, связанных с процессами хроматической адаптации водорослей.

Остатки вендотений сохраняются в песчано-алевритовых породах преимущественно в виде крупномерного детрита, а в тонкотерригенных аргиллитовых прослоях – в виде крупных фрагментов слоевищ, имеющих хорошую сохранность, свидетельствующую об автохтонном накоплении растительного материала в относительно глубоководных осадках. При этом ни нами, ни другими исследователями не отмечались органы прикрепления этих относительно крупных слоевищ. Возможно, водоросли формировали на дне или в верхнем слое водной массы своеобразные водорослевые „пласты”, состоящие из неприкрепленных слоевищ, подобно тому, как происходит это сейчас на филлофоровом поле Зернова в Черном море [3] или в Саргассовом море. Не исключено также, что вендотениевые заросли способствовали аккумуляции тонкотерригенного взвешенного материала между слоевищами, обуславливая формирование прослоев аргиллитов.

В силуэте на изученном участке шельфа в условиях периконтинентального морского бассейна с карбонатным осадконакоплением существовала значительная дифференциация биотопов, обусловившая значительное таксономическое разнообразие водорослевой флоры, сложную морфологию их слоевищ, адаптивное формообразование, эндемизм.

В китайгородское время в условиях открытого шельфа сформировалась гирванелловая фация, приуроченная к более глубоководной части



шельфа, и гирванеллово-рабдопорелловая, приуроченная к его отмельной зоне (рис. 3, а). Первая представлена всего 2 видами гирванелл и везерделлами, во второй распространены 6 видов гирванелл, 2 вида рабдопорелл, везерделлы и ротплетцеллы. Для гирванелловой фации характерно редкое изолированное размещение водорослей по площади, в гирванеллово-рабдопорелловой отмечаются локальные скопления и участки, насыщенные водорослями, — их заросли и небольшие поля. Формирование локальных скоплений можно рассматривать как начальный этап процесса биогермообразования, который был особенно активным в последующее баговицкое время. В китайгородское время водоросли как продуценты способствовали формированию преимущественно трилобитово-брахиоподовых сообществ, а в баговицкое время они обусловили расцвет кораллов, строматопорат и других рифообразующих организмов. В биогермах, кроме активных продуцентов органического вещества, известковые водоросли были каркасообразователями и деструкторами скелетов кишечнополостных.

Дифференциация шельфа в баговицкое время обусловила формирование локальных водорослевых фаций: спонгиостромовой отмельной, соленопоро-хедстромиево-ротплетцелловой биогермной и хетокладусово-бутотрефисовой лагунной (рис. 3, б). Для малиновецкого времени можно выделить гирванеллово-рабдопорелловую фацию открытого шельфа, соленопорово-соколеллово-везерделловую органогенных построек и бутотрефисово-макулаформисовую лагунную. Изменение качественного состава ассоциаций, формировавших органогенные постройки, сокращение биомассы водорослей привело к дефициту продуцируемого ими органического вещества, что наряду с быстрым развитием консументов — строматопороидей несколько нарушило трофический баланс и препятствовало дальнейшему развитию органогенных построек.

Наибольший интерес представляет формирование водорослевых фаций в скальское время. К этому времени размеры и площадь Подольского бассейна резко сократились. Он занимал небольшой участок, на котором происходила частая смена обстановок осадконакопления от открытоморских до лагунных, что способствовало значительной активизации процессов формообразования у водорослей и становлению уникальной флоры высших растений. На этом участке можно обособить гирванелловую фацию открытого моря, ортонеллово-соленопоровую биогермную, палеолептофикусовую закрытого шельфа и бутотрефисово-ликоподоликовую фацию лагун. Как отдельную фацию можно выделить куксониево-зостерофилловую фацию прибрежного мелководья и побережья. Ее распространение фиксируется узкой полосой вдоль береговой линии скальского моря (рис. 3, в). Здесь в прибрежных биотопах сформировалась своеобразная ассоциация, состоящая из водорослей, растений, сходных по морфологии с мохообразными, и высших растений — куксоний и зостерофиллов [2].

Формирование водорослевых фаций в силуре происходило в условиях стабильного гумидного климата, по сравнению с вендским — более влажного и теплого, а формирование лагунных осадков — при некоторой

аридизации климата. Характер растительности в лагунах свидетельствует об их солоноватоводности в устьевское и пригородокское время. Размеры лагун к скальскому времени значительно сократились, приток пресных вод с суши способствовал их опреснению, что благоприятно сказалось на формировании флоры. В ней появились такие важные в эволюционном плане формы, как харовые водоросли и высшие растения.

Охарактеризованные водорослевые фации венда и силура Подолии могут служить основой для анализа временного и пространственного размещения биот, изучения развития сообществ организмов, в которых водоросли были основными продуцентами органического вещества, и проведения биофациального районирования региона.

#### Л и т е р а т у р а

1. А к у л ь ш и н а Е. П. Определение климата в областях размыва по глинистым минералам // Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. Новосибирск, 1973. С. 23.
2. И щ е н к о Т. А. Позднесилурийская флора Подолии // Киев, 1975. 76 с.
3. К а л у г и н а - Г у т н и к А. А. Фитобентос Черного моря. Киев, 1975. 246 с.
4. М и г д и с о в А. А. Геохимия титана в гумидном бассейне осадконакопления // Химия земной коры. Т. I. М., 1963. С. 336–351.
5. Фации и фауна силура Прибалтики. Под ред. Д. Л. Кальо. Таллин, 1977. 285 с.
6. Я н о в Э. И. Использование геохимических данных при палеогеографическом анализе // Сов. геол. 1980. № 1. С. 66–75.

**В. И. П у ш к и н**

### **СТРУКТУРА СООБЩЕСТВ ОРДОВИКСКИХ МШАНОК БАЛТИЙСКОГО БАСЕЙНА**

Остатки мшанок широко распространены в ордовикских отложениях Балтийского бассейна, где они приурочены главным образом к мелководным фациям. Согласно экостратиграфической модели ордовикских отложений Восточно-Европейской платформы [8, 9] многочисленные колонии мшанок существовали только в зонах прибрежного и мелкого шельфа и лишь в моменты своего расцвета распространялись в мелководную часть зоны относительно глубокого шельфа. По нашим представлениям [9, 10], основная масса ордовикских мшанок Балтийского бассейна заселяла шельфовые зоны моря глубиной не более 60 м.

Рассмотрим в общих чертах структуру сообществ ордовикских мшанок Балтийского бассейна. Термин сообщество (Community) применительно к скоплениям ископаемых мы понимаем (вслед за многими исследователями) как группы или фазы ископаемых ассоциаций (Association), объединенные биологическим единством, занимающие определенную территорию и существовавшие определенный отрезок геологического времени [1, 14, 16].

**Арениг-лланвирн.** Первые достоверные находки мшанок происходят из латорпского горизонта Ленинградской области. Они представлены мелкими (не более 1 см) желваковидными и ветвистыми колониями трепостомид, принадлежащих родам *Esthoniopora*, *Revalotrypa* и *Hemiphragma* [7]. Эти находки происходят из глауконитовых песчано-карбонатных пород верхнего подгоризонта (биллинген) латорпского горизонта и являются крайне редкими. В других частях Балтийского бассейна, в том числе и в северной Эстонии, остатки мшанок не обнаружены. Данный комплекс рассматривается как латорпская ассоциация *Esthoniopora* [вид *E. lessnikowae* (Modz.) встречается несколько чаще, чем два других — *E. gibbosa* subsp. nov. и *Hemiphragma* sp. nov.]. В начале аренига данный район являлся, по-видимому, пока единственным известным нам центром развития мшанковой фауны, что можно связывать с накоплением здесь в биллингенское время карбонатно-терригенных илов, отсутствующих или редких в остальных районах платформы.

В волховском горизонте остатки мшанок обнаружены как в Северной, так и в Южной Прибалтике (рис. 1), где они заселяли узкие зоны, протягивающиеся вдоль границы современного распространения отложений. Во втором районе полусферические, желваковидные и ветвистые колонии трепостомид встречены в нескольких скважинах на севере БССР, но вследствие сильной вторичной доломитизации пород их таксономический состав остался невыясненным. Можно лишь предполагать, что он близок к составу мшанок, выявленному в Северной Прибалтике.

На территории Ленинградской области волховские мшанки представлены в основном полусферическими, реже желваковидными или ветвистыми зоариями, обособленными в сообщество *Dianulites*. Здесь преобладают *Dianulites multimesoporicus* Modz., *D. sp. nov.*, несколько реже встречаются *Revalotrypa gibbosa* (Bassl.) и *Dybowskites annulatus* (Eichw.). На северо-западе Эстонии в составе мшанковой фауны доминируют небольшие желваковидные колонии *R. gibbosa* (Bassl.), составляющие до 50 % общей численности мшанок, реже отмечаются представители *Dianulites*, а также *Esthoniopora lessnikowae* (Modz.), *Dittopora clavaeformis* Dyb., *Hemiphragma rakrianum* Männ. и др. Указанные мшанковые ассоциации рассматриваются как сообщество *Revalotrypa*.

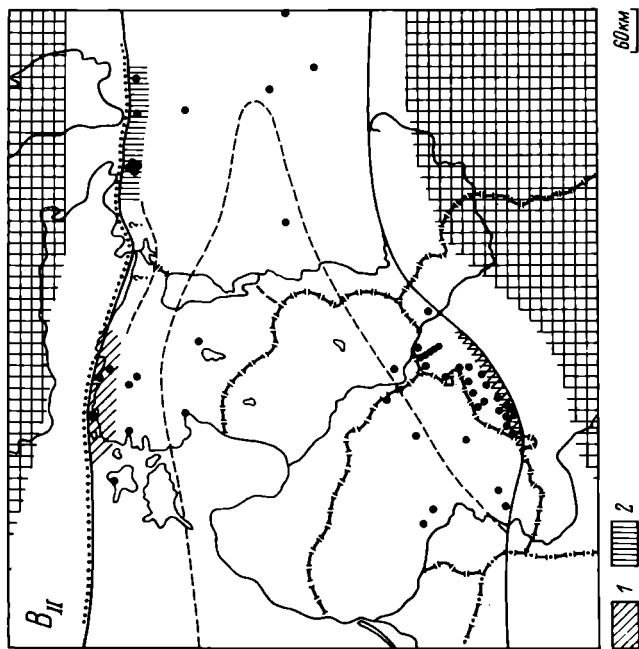
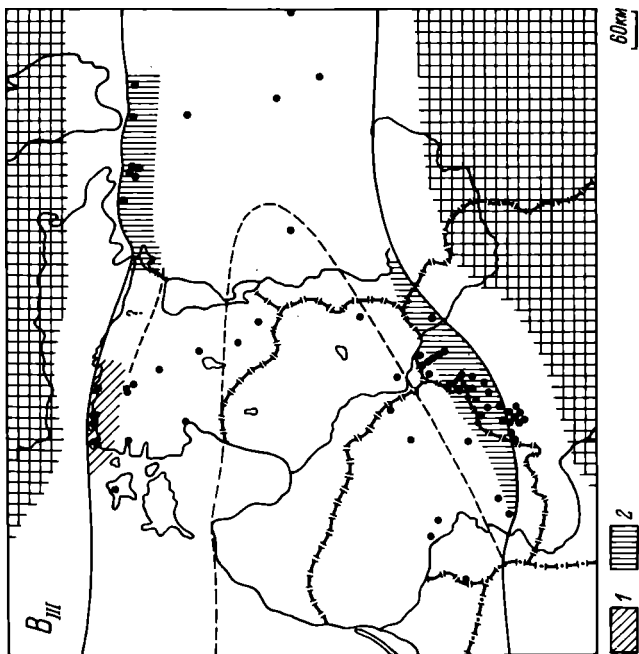
В кундаское время ареалы мшанок несколько расширились — ширина зон их распространения в среднем составляла 40–50 км (рис. 1). В Ленинградской области и в Южной Прибалтике существовало сообщество *Dianulites*, значительно более богатое и разнообразное, чем одноименное волховское сообщество. Наиболее полно оно изучено на материалах карьера Путилово, где из 254 собранных экземпляров мшанок резко доминирует (109 экземпляров — 43 %) вид *Dianulites helenaе* (Modz.). Присутствует довольно много других видов *Dianulites*, достаточно обилён вид *R. gibbosa* (26 экземпляров — 10%), остальные мшанки представлены небольшим числом экземпляров. Аналогичный состав мшанок выявлен и в ряде скважин Северной Белоруссии, хотя доминантами здесь являются иные виды: *D. multimesoporicus* Modz., *D. sp. nov.*, *Phragmopora vasilinensis* Pushk., *Dybowskites richanensis* Pushk. и другие.

На терригенно-карбонатных илах северо-западной Эстонии обитало своеобразное сообщество мшанок [3, 4], в котором преобладали неправильно-массивные формы с крупными акантопорами, а также ветвистые и двуслойно-симметричные колонии. Сообщество получило название сообщество *Hemiphragma*, где преобладают *Hemiphragma pakrianum* Männ., *H. subirrasum* Männ., *H. rotundatum* Bassl., *Praepachydictya praenuntium* (Bassl.), *Phyllodictya flabellaris* Dassel., *Nicholsonella spinea* (Bassl.) и др. Многие из перечисленных форм неизвестны в других частях бассейна.

Азерское и ласнамягское время характеризовалось более широким, чем предшествующее, распространением красноцветных осадков (рис. 1). Это свидетельствует о неблагоприятных условиях развития в данное время мелководного бентоса. В результате ареалы мшанковых сообществ несколько сократились. В Южной Прибалтике в этот отрезок времени отлагались пестро- и красноцветные известняки миорской свиты, содержащие очень малое количество зоариев мшанок. В Северной Прибалтике в ряде мест накапливались глинистые известняки и мергели, содержащие большее количество мшанковых зоариев. Здесь установлено сообщество *Dianulites*, в составе которого в Ленинградской области выявлена ассоциация *Dianulites*, а в Северной Эстонии — ассоциация *Dianulites*—*Mesotrypa*. В первом районе преобладают *D. janischewskyi* Modz., *D. fastigiatus* (Eichw.), *D. cf. petropolitanus* (Pand.), *D. cf. apiculatus* (Eichw.), во втором — *D. cf. petropolitanus* (Pand), *Mesotrypa excentrica* Modz., *Orbipora distincta* (Eichw.). Рассматриваемое мшанковое сообщество состоит почти исключительно из полусферических зоариев.

**Лландейло.** С началом лландейлового века в Балтийском бассейне связано быстрое прогрессивное развитие мелководного бентоса. Уже в ухакуское время ареалы представителей мшанковой фауны значительно расширились по сравнению с предшествующими отрезками времени (рис. 1). Как в Северной, так и в Южной Прибалтике мшанки заселяли зоны морского дна, вытянутые в субмеридиональном направлении, шириной 60—80 км. В наиболее мелководных участках бассейна обитало сообщество *Mesotrypa*, в котором преобладали полусферические зоарии с ячеистым основанием — *M. excentrica* Modz., *D. apiculatus* (Eichw.), *Diplotrypa bicornis* (Eichw.) и с базальной эпитекой — *D. petropolitana* (Nich.), *E. communis* Bassl., *Dianulites petropolitanus* (Pand.), *D. janischewskyi* Modz. Повсеместно преобладают небольшие (1—1.5 см в диаметре) зоарии *M. excentrica*, составляющие в среднем около 20% от общей численности мшанок. Остальные полусферические формы распространялись в бассейне стабильно.

При движении к центру бассейна описанное сообщество сменяется ассоциацией мелких желваковидных, полусферических и ветвистых мшанок, получившей название сообщество *Nematotrypa*. Здесь чаще других встречаются тонкие веточки *Nematotrypa gracilis* Bassl., отмечены фрагменты ветвистых зоариев *Batostoma*, *Hemiphragma*, *Dybowskites*, *Nematoroga*. В наибольшем количестве присутствуют мелкие конусовидные зоарии *D. fastigiatus* (Eichw.), полусферические зоарии *E. communis* и *D. petropolitana*. Остатки мшанок в этой зоне встречаются значительно реже, чем в более мелководных фациях. Для многих районов этой



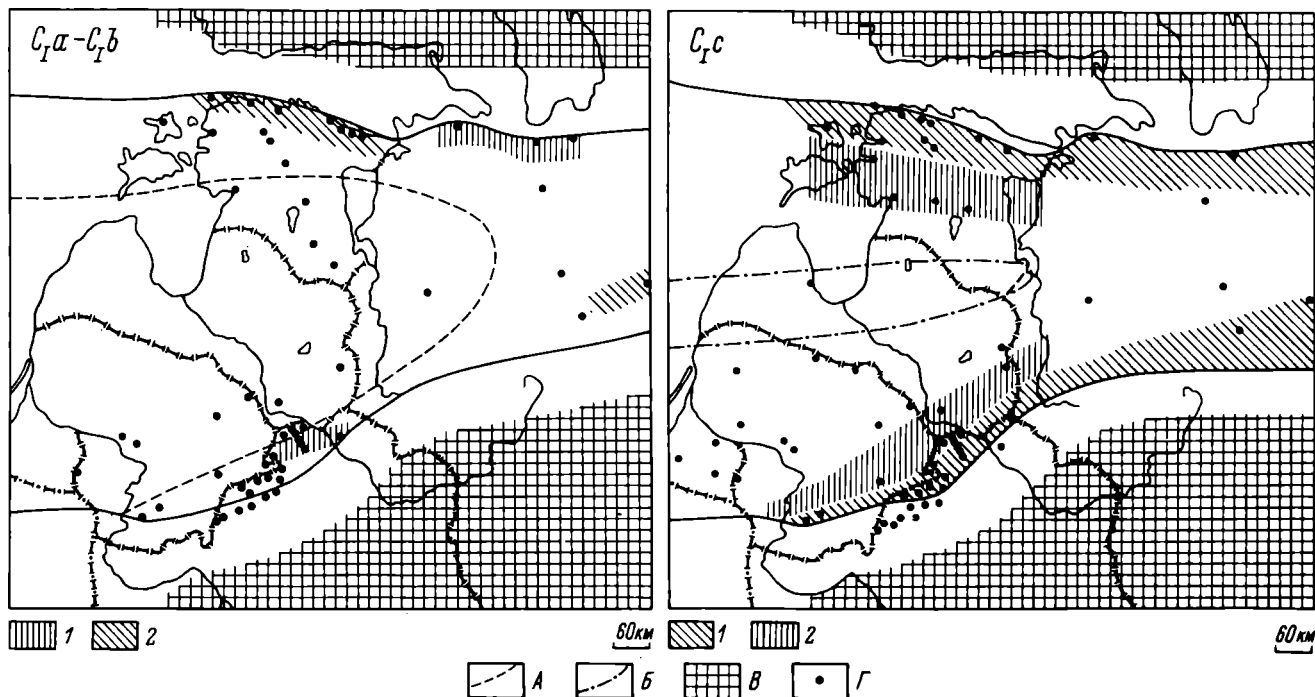


Рис. 1. Распространение сообществ мшанок в отложениях волховского, кундаского, азерского, ласнамягиского и ухакусского горизонтов Балтийского бассейна.

$V_{II}$  – волховский горизонт: 1 – сообщество *Revalotrypa*, 2 – сообщество *Dianulites*;  $V_{III}$  – кундаский горизонт: 1 – сообщество *Hemiphragma*, 2 – сообщество *Dianulites*;  $C_{1a}-C_{1b}$  – азерский и ласнамягиский горизонт: 1 – ассоциация *Dianulites*, ассоциация *Dianulites-Mesotrypa*;  $C_{1c}$  – ухакусский горизонт: 1 – сообщество *Mesotrypa*, 2 – сообщество *Nematotrypa*. А – граница распространения красноцветных отложений, Б – граница распространения недетритовых и детритовых отложений по [4], В – суша, Г – скважины.

полосы (особенно для юго-востока Латвии) характерны скопления крупных иглокожих типа *Echinospaerites*, непосредственно вместе с которыми другие ископаемые, в том числе и мшанки, практически не встречаются.

В кукрузеское время структура мшанковых сообществ и характер их распространения в бассейне не изменились, за исключением появления в северной Эстонии своеобразного сообщества *Graptodictya*, связанного с керогенсодержащими фациями (рис. 2). Сообщество *Mesotrypa* занимало примерно такую же полосу распространения, что и в ухакусское время. Здесь по-прежнему доминируют полусферические зоарии *M. excentrica*, составляющие 10–40% общей численности мшанок. Полусферические формы, указываемые для ухакусского времени, составляют основной фон сообщества, наряду с ними все чаще появляются ветвистые и желваковидные зоарии – *Diazipora milleporacea* (Bassl.), *Dybowskites clavus* (Bassl.), *Hemiphragma batheri* Bassl., *H. pygmaeum* Bassl., *Batostoma granulolum* Bas., *Capillapira arcuata* Pushk. С удалением от берега указанное сообщество сменяется сообществом *Nematotrypa*, нижний предел обитания которого несколько сдвинулся в глубь бассейна по сравнению с таковым ухакусского времени. В Северной Прибалтике чаще других отмечаются тонковетвистые формы – *N. gracilis* Bassl. и *Pachydictya kukersensis* Bekk., а в Южной Прибалтике – *N. gracilis*, *Kukersella bassleri* Toots и *Hallopora* (?) *diaziporoides* Pushk. Для обоих районов характерно также присутствие тонких веточек *H. batheri* Bassl.

В области накопления кукерситовых илов распространялось своеобразное сообщество тонковетвистых криптостомид, получившее название сообщества *Graptodictya*. Оно заключено исключительно в прослоях кукерситов и характеризуется массовым захоронением тонких и высоких зоариев криптостомид, образующих иногда прослой мощностью до 2–3 см [5, 6, 13, 15]. Основные захоронения приурочены к нижнему промышленному пласту кукерсита (слой „В”), в вышележащих кукерситовых пластах такие скопления редки или отсутствуют. Доминантами сообщества являются *Graptodictya minima* Bekk., *G. bonnemai* Bassl., *Pseudohornera bifida* (Eichw.), *Chasmatopora furcata* (Eichw.), *Pachydictya kukersensis* Bekk. Из трепостомид широко распространен только вид *Homotrypa kohtlaensis* Männ., имеющий высокие (до 10 см и более) ветвистые зоарии. В прослоях известняков, переслаивающихся с кукерситами, указанные формы не встречаются или редки.

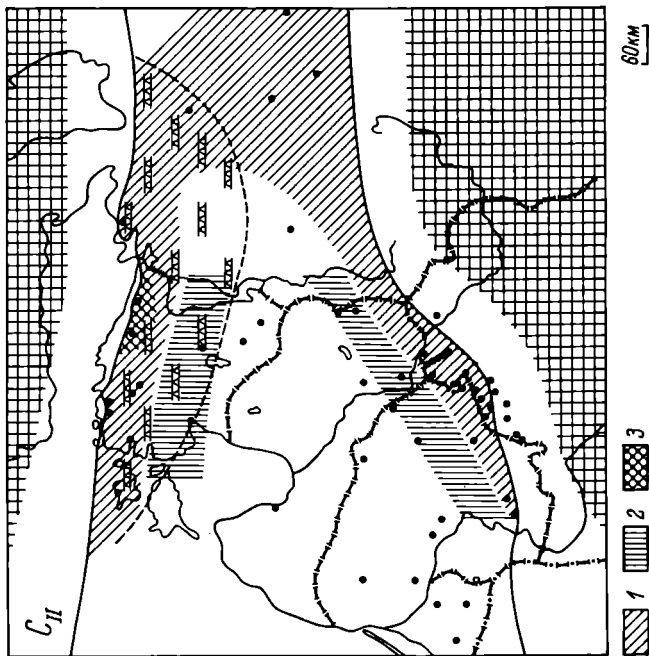
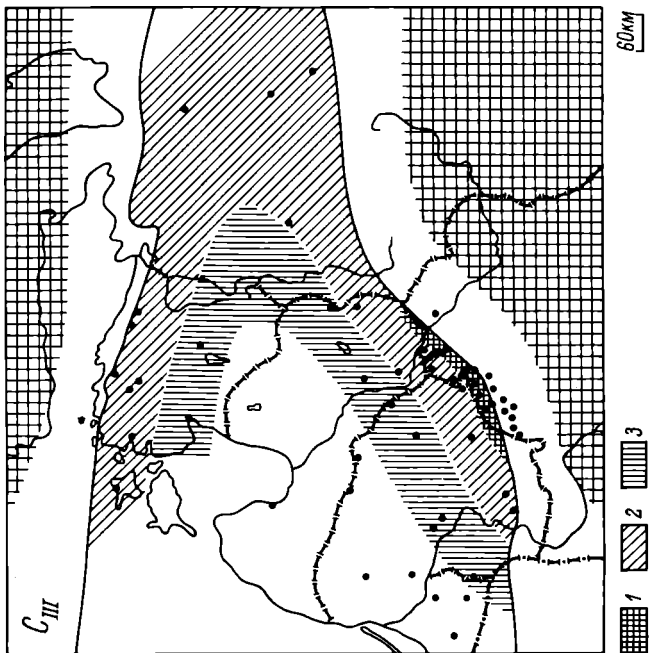
**Карадок.** В идавьерское время структура мшанковых сообществ оставалась близкой к таковой в кукрузеское время. Мелководные зоны бассейна по-прежнему заселялись сообществом *Mesotrypa*. Ширина этой полосы в Северной и Южной Прибалтике составляла 60–80 км, а в пределах Калининской, Новгородской и Ленинградской областей сообщество заселяло всю площадь бассейна шириной в 300–350 км (рис. 2). В отличие от предшествующего времени для идавьерского сообщества характерно обилие мелких желваковидных колоний, прикрепляющихся к стебелькам водорослей и корневым пучкам губки *Pyritonema subulare*. К таковым принадлежат *Mesotrypa gutta* Pushk., *Diazipora milleporacea* (Bassl.), *Diplotrypa moniliformis* Bassl., *Batostoma granulolum* Bassl. и другие.

При движении в глубь бассейна сообщество сменяется ассоциацией тонковетвистых и желваковидных мшанок – сообществом *Dybowskites* – *Hemiphragma*. Здесь преобладают *Dybowskites clavus* (Bassl.), *H. batheri* Bassl., *N. gracilis* Bassl., *K. bassleri* Toots, *C. arcuata* Pushk., *Heterotrypa moniliformis* Pushk. На северо-западе Белоруссии в массивных известняках ричанской свиты, развитых вблизи границы современного распространения отложений, выявлено сообщество *Batostoma*, заселявшее полосу шириной 20–30 км. Здесь доминировали желваковидные и ветвистые колонии – *Batostoma lanense* Ross, *D. milleporacea* (Bassl.), *Dybowskites beloruensis* (Pushk.), *Nematotrypa* (?) sp. nov. Полусферические зоарии *M. excentrica*, преобладающие в сообществе *Mesotrypa*, здесь редки или отсутствуют.

С йыхвиского времени начался новый, йыхвиско-раквереский этап в формировании мшанковых сообществ (рис. 2). В северных районах БССР продолжало существовать сообщество *Batostoma*, близкое к одноименному идавверескому сообществу, но характеризующееся появлением ряда новых элементов. Мелководная часть бассейна заселялась сообществом *Graptodictya*, характеризующимся значительным морфологическим и таксономическим разнообразием. Типично широкое представительство целого ряда таксонов, среди которых чаще других встречаются *Graptodictya simplex* Ulr. и *G. scalpelliformis* (Eichw.). Впервые появляется и широко распространяется целый ряд ветвистых форм – *Hallopora angusta* Pushk., *Heterotrypa praenuntia* Ulr., *Eridotrypa aedilis* (Eichw.), часты полусферические зоарии – *Stigmatella massalis* Bassl., *Mesotrypa raritabulata* Modz., *M. orientalis* Modz. и др. Преобладающая масса составляющих сообщество зоариев имеет небольшие размеры. При движении к центру бассейна оно сменяется более глубоководным сообществом *Pachydictya* – *Hemiphragma*. Данное сообщество является не менее разнообразным, но представлено более мелкими и тонкими колониями, среди которых одинаково широко распространены ветвистые, желваковидные и пластинчатые формы. От сообщества *Graptodictya* это сообщество отличается малым количеством зоариев ключевого рода и значительно меньшим числом полусферических форм. Сообщество получило название *Pachydictya* – *Hemiphragma*. Здесь чаще других встречаются *Pachydictya cyclostomoides* (Eichw.), *H. batheri* Bassl., *N. gracilis* Bassl., *E. aedilis* (Eichw.), *Apolotichiina laciniatus* (Eichw.). Сообщество во всех отношениях близко к идавверескому сообществу *Dybowskites* – *Hemiphragma*, но отличается редкой встречаемостью зоариев *Dybowskites* и широким представительством *P. cyclostomoides*.

В кейлаское время развитие мшанковой фауны в бассейне достигло апогея. Несмотря на некоторое сокращение общей площади бассейна мшанки заселили большую часть его территории, отсутствуя лишь в наиболее глубоководных зонах (рис. 2). Обычно кейлаские мшанки повсеместно встречаются в большом количестве, а в верхах горизонта распространены настолько часто, что нередко приобретают пороодообразующее значение. Таксономическое разнообразие кейласких мшанок огромно. Массовая встречаемость, морфологическое и таксономическое разнообразие их способствовали образованию в позднейкейлаское время





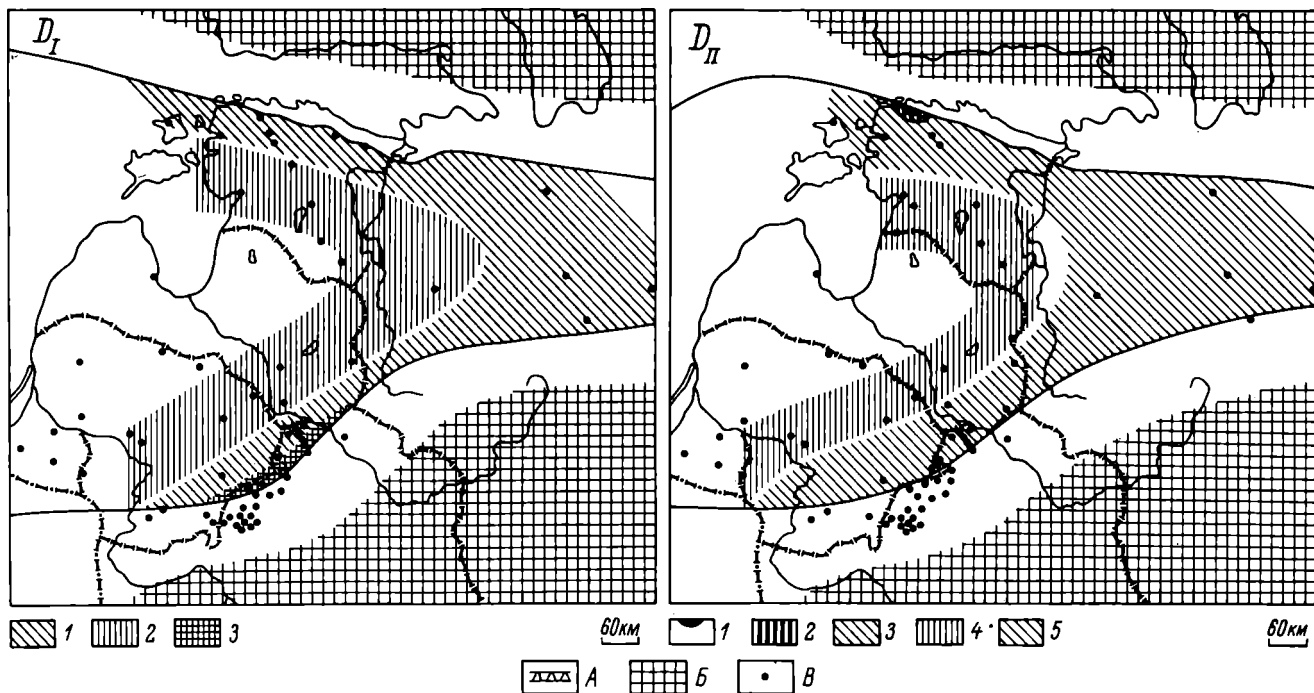


Рис. 2. Распространение сообществ мшанок в отложениях кукурзельского, идавьерского, йыхвискского и кейлаского горизонтов Балтийского бассейна.

С<sub>II</sub> – кукурзельский горизонт: 1 – сообщество Mesotrypa, 2 – сообщество Nematotrypa, 3 – сообщество Graptodictya; С<sub>III</sub> – идавьерский горизонт: 1 – сообщество Batostoma, 2 – сообщество Mesotrypa, 3 – сообщество Dybowskites–Nemiphragma; D<sub>I</sub> – йыхвискский горизонт: 1 – сообщество Graptodictya, 2 – сообщество Pachydictya–Nemiphragma, 3 – сообщество Batostoma; D<sub>II</sub> – кейлаский горизонт: 1 – сообщество Homotrypa, 2 – сообщество Dybowskites–Proavella, 3 – сообщество Halporora–Heterotrypa, 4 – сообщество Kukersella, 5 – сообщество Graptodictya. А – керогенсодержащие фации, Б – суша, В – скважины.

мшанковых и водорослево-иглокожево-мшанковых органогенных построек, развивавшихся, по-видимому, во многих частях бассейна, но достоверно выявленных пока лишь в вазалеммаской свите на северо-западе Эстонии. Здесь существовало сообщество *Homotrypa*, захороненное в виде биогермов в толще слоистых гемикосмитовых известняков [2, 5]. Мшанки наряду с клубневидными водорослями *Solenopora spongoides* Düb. и прикрепленными иглокожими (текоидеи) беспорядочно захоронены в толще биогермов. Преобладают неправильно-желваковидные (переходящие в обрастающие) колонии *Homotrypa similis* Foord, образующие, возможно, при жизни каркас, к которому прикреплялись другие бентосные формы. Разнообразны также пластинчатые, желваковидные и массивные колонии, реже отмечаются ветвистые и двуслойно-симметричные формы. Здесь выявлен ряд видов и родов мшанок, отсутствующих или редких за пределами развития зоны биогермов. С юга зона биогермных массивов окружена околорифовой фацией (сакская свита), в которой отсутствуют мощные пласты биогермных известняков и крупные биогермы. В этих отложениях мшанки также исключительно обильны, характеризуются своеобразием и обособлены в сообщество *Dybowskites-Proavella*. Доминируют крупноветвистые и длинные (длиной до 20 см и более) колонии *Dybowskites colliculatus* (Eichw.) и крупные сетчатые колонии *Proavella*, вместе с которыми встречаются морфологически очень разнообразные, но еще недостаточно изученные колонии таксономически различных мшанок. Подобные мшанковые ассоциации пока неизвестны в других участках бассейна.

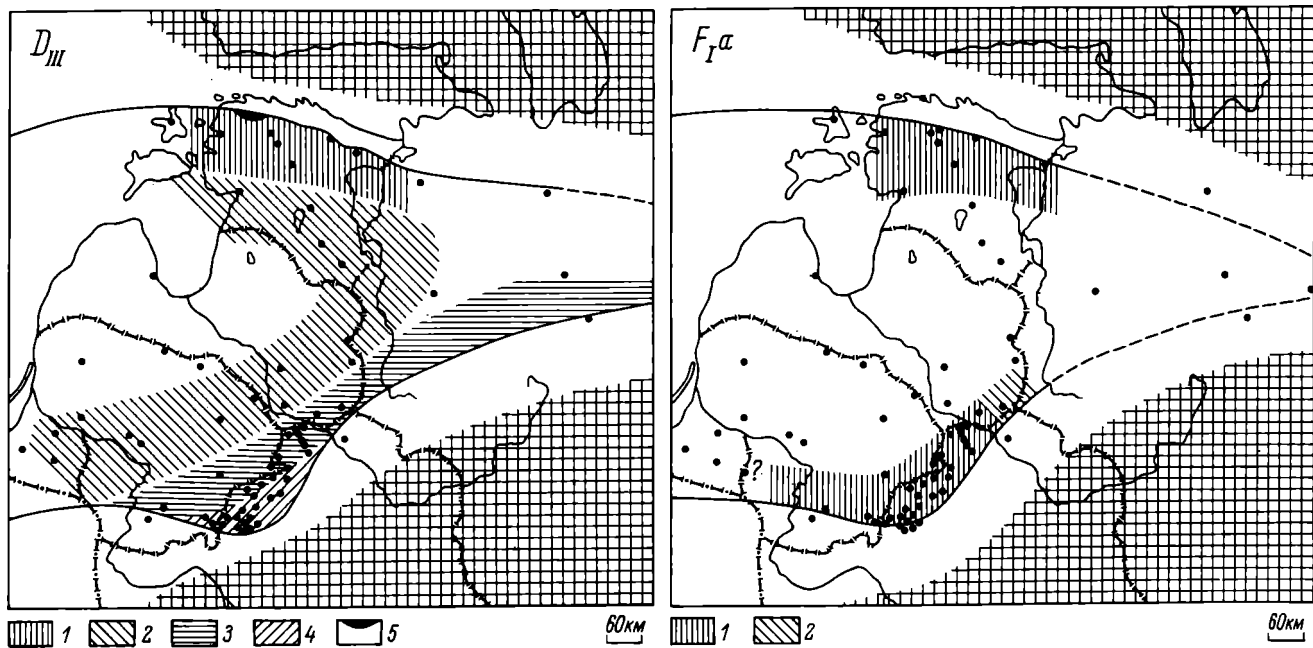
Основная мелководная зона бассейна заселялась сообществом *Hallopora* – *Heterotrypa*. В Северной и Южной Прибалтике ширина этой зоны составляла 80–100 км, а в области сочленения Балтийского и Московского бассейнов охватывала всю территорию. Сообщество представлено необычайно разнообразным спектром морфотипов и таксонов, среди которых в целом преобладают ветвистые, часто и беспорядочно ветвящиеся формы – *Hallopora angusta* Pushk., *H. foliacea* Ulr. et Bassl., *E. aedilis* (Eichw.), *Batostoma tenuispinosum* Bassler и др. Часты полусферические колонии, обильны и разнообразны желваковидные и неправильно-массивные зоарии, многочисленные пластинчатые, пустотелые и многослойные формы. На северо-западе Белоруссии в виде узкой полосы, протянувшейся вдоль границы современного распространения отложений, обитало сообщество *Graptodictya*, берущее, по-видимому, начало от одноименного йыхвиского сообщества. Здесь доминируют двуслойно-симметричные зоарии *G. simplex* Ulr. и *G. scalpelliformis*, вместе с которыми обычны пластинчатые и пустотелые зоарии *Anolotichiina laciniatus* (Eichw.). По мере продвижения в глубь бассейна сообщество *Hallopora* – *Heterotrypa* сменяется сообществом *Kukersella*, представленным относительно редкими тонковетвистыми, желваковидными и полусферическими колониями. Среди ветвистых форм преобладают *Kukersella borealis* Bassl., *Bythopora ljudmilae* Pushk., *Batostoma tenuispinosum* Bassl., *Eridotrypa kibartaiensis* Pushk. и др.

С наступлением оандуского времени условия седиментации в бассейне изменились, что связывается с трансгрессией бассейна в Южной

и некоторых участках Северной Прибалтики и его сокращением на востоке. Палеогеографические перестройки способствовали заметному обновлению бентосной фауны и появлению в ее составе западноевропейских [12] элементов и североамериканских. На северо-западе Эстонии в зоне развития органогенных построек продолжало существовать сообщество *Homotrypa* – *Dybowskites*, унаследовавшее многие черты от кейласских сообществ *Homotrypa* и *Dybowskites* – *Proavella*. К югу от биогермной фауны обитало сообщество *Stigmatella* – *Esthoniopora*, ареал которого составлял не менее 100 км. Здесь преобладают полусферические – *Stigmatella massalis* Bassl. и неправильно-массивные *Esthoniopora subsphaerica* Bassl. зоарии, многочисленны и разнообразны ветвистые формы – *Dybowskites colliculatus* (Eichw.), *Hallopora wesenbergiana* (Dyb.), *Homotrypa similis* Foord, *Bythopora ljudmilae* Pushk. и др. В Южной Прибалтике вблизи границы распространения отложений обитало близкое к вышеописанному сообщество *Stigmatella* – *Mesotrypa*, в котором доминировали полусферические зоарии *S. massalis* Bassler и мелкие желваководные колонии *Mesotrypa strumaeformis* Pushk. Каждый из этих видов составляет от 10 до 40% от общего количества зоариев. Таксономический состав мшанок, имеющих ветвистую и пластинчатую форму колоний, близок к таковому сообщества *Stigmatella* – *Esthoniopora*. В северном направлении сообщество *Stigmatella* – *Mesotrypa* сменяется сообществом *Eridotrypa*, заселявшим полосу субширотного направления шириной 50–70 км. Доминантой этого сообщества являлся вид *E. aedilis* (Eichw.), численность которого в скважинах Вангишки и Видзы составляла 30–32%. Наиболее представительны и разнообразны ветвистые колонии, среди которых преобладали *H. wesenbergiana peculiaris* Pushk., *H. prodiga* Pushk., *Anaphragma mirabile cognatum* Pushk. и др.

В раквереское время условия обитания мелководного бентоса в бассейне ухудшились в связи с изменением условий седиментации, выразившимся в преобладании накопления глинистых илов. Раквереские мшанковые ассоциации являются резко обедненными по сравнению с оандускими, но близкими к последним, и в настоящей работе не рассматриваются.

Ашгилл. Набалаское, wormское и пиргуское время представляло особый этап в развитии мшанковой фауны. Начиная с набалаского времени площади, заселяемые мшанками, сократились, а разнообразие и численность этих организмов уменьшились. Данные события происходили на фоне медленной регрессии Балтийского бассейна. В Северной и Южной Прибалтике в это время существовало сообщество *Pachydictya* – *Hallopora*, заселявшее мелководные зоны бассейна (рис. 3) шириной 60–80 км, вытянутые вдоль границ современного распространения отложений. В сообществе доминировали высокие двуслойно-симметричные колонии *Pachydictya cf. bifurcata* (Hall) и ветвистые колонии *Hallopora* – *H. wesenbergiana* (Dyb.), *H. gracilens* Bassler, *H. anaphragmoides* Pushk. Из других форм часто встречаются *Diplotrypa ligniformis* (Dyb.), *Eridotrypa aedilis* (Eichw.), *Rhinidictya exserta* (Eichw.), *Anaphragma mirabile* Ulr. et Bassl., *A. rectum* Pushk., *Homotrypa peculiaris* Pushk. В целом таксономический и морфологический состав сообщества оставался однородным



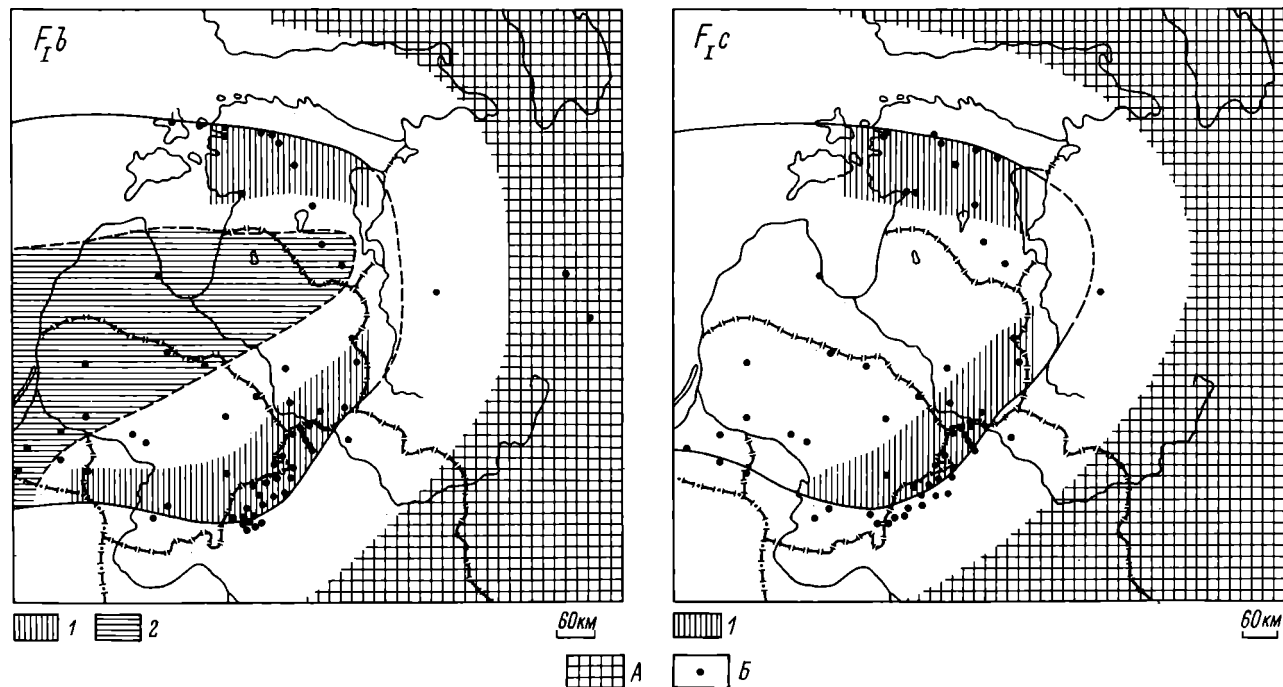


Рис. 3. Распространение сообществ мшанок в отложениях оандуского, набалаского, вормиского и пиргуского горизонтов Балтийского бассейна.

$D_{III}$  – оандуский горизонт: 1 – сообщество *Stigmatella* – *Esthoniopora*, 2 – сообщество *Vuthopora*, 3 – сообщество *Eridotrypa*, 4 – сообщество *Strigmatella* – *Mesotrypa*, 5 – сообщество *Homotrypa* – *Dybowskiites*;  $F_{Ia}$  – набалаский горизонт: 1 – сообщество *Pachydictya* – *Halloroga*, 2 – сообщество *Batostoma*;  $F_{Ib}$  – вормиский горизонт: 1 – сообщество *Pachydictya* – *Halloroga*, 2 – черные аргиллиты с граптолитами;  $F_{Ic}$  – пиргуский горизонт: 1 – сообщество *Pachydictya* – *Halloroga*. А – суша, Б – скважины.

на протяжении всего данного отрезка времени, лишь во второй половине пиргуского времени здесь появляется ряд новых элементов, не известных ранее, и морфологическая структура мшанок становится более разнообразной.

Необычная мшанковая ассоциация (сообщество *Batostoma*) выявлена в набаласком горизонте разреза скв. Берзини 33, где установлен и нетипичный состав фауны брахиопод [11]. Здесь преобладают мелкие желваковидные колонии *Batostoma* (?) *bersiniensis* Pushk., слагающие иногда прослой в 2–3 см, а также встречены редкие для данных отложений формы: *Heterotrypa obscura* Ulr., *Hallopora persimilis* (Ulr.), *Calloporella lamella* (Eichw.), *Dybowskites colliculatus* (Eichw.).

В поркуниское время, которому соответствовала стадия максимальной регрессии бассейна и сильного его обмеления, обитала своеобразная фауна мшанок, резко отличавшаяся от форм набаласко-пиргуских мшанковых ассоциаций.

Кратко резюмируя сказанное, можно констатировать:

— для всех отрезков ордовикского периода, начиная с латорпского и кончая поркуниским, в пределах Балтийского бассейна впервые выявлены сообщества мшанок; определен доминирующий состав сообществ, выявленный на количественной основе;

— установлено, что во время образования отложений одного горизонта одновременно существовало от 1 до 4–5 сообществ, сменяющих друг друга по латерали. Наибольшее число сообществ одновременно существовало в бассейне лишь в моменты максимального расцвета мшанковой фауны (кейлаское и оандуское время);

— пространственное распространение мшанковых сообществ находилось в непосредственной связи с фациальной зональностью отложений и с эволюцией сообществ мшанок во времени.

### Л и т е р а т у р а

1. Б у к о А. Эволюция и темпы вымирания. М., 1979. 317 с.
2. М я н н и л ь Р. М. Основные черты стратиграфии кейлаского горизонта (D<sub>II</sub> ордовик) в Эстонии // Изв. АН СССР. Сер. техн. и физ.-матем. наук. 1958. Т. VII. № 3. С. 235–246.
3. М я н н и л ь Р. М. Вопросы стратиграфии и мшанки ордовика Эстонии. Автореф. канд. дис. Таллин, 1959. 40 с.
4. М я н н и л ь Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, 1966. 200 с.
5. М я н н и л ь Р. М., Э й н а с т о Р. Э. Распространение рифогенных образований ордовика и силура в Балтийском бассейне // Ископаемые рифы и методы их изучения. Труды III палеоэколого-литологической сессии. Свердловск, 1968.
6. Н а с о н о в а Н. М. Структурно-текстурные особенности пород промышленного пласта эстонского месторождения горючих сланцев // Труды Ин-та геол. АН ЭССР. 1962. Т. X. С. 205–214.
7. П у ш к и н В. И. Влияние биотических и абиотических факторов на формирование мшанковых фаун в ордовике Восточно-Европейской платформы // Тезисы докл. XXIX сессии ВПО. Л., 1983. С. 52–54.
8. П у ш к и н В. И. Экостратиграфическая модель ордовикских отложений Восточно-Европейской платформы. // Докл. АН БССР. 1985. Т. 29. № 10. С. 934–937.
9. П у ш к и н В. И. Батиметрия ордовикских мшанок Балтийского бассейна // Докл. АН БССР. 1986. Т. 30. № 10. С. 940–943.

10. Пушкин В. И. Ордовикские мшанки подотряда *Haloropina* Белоруссии и смежных районов Восточно-Европейской платформы // Ордовик Белоруссии. Минск, 1986. С. 171–240.
11. Пылма Л., Сарв Л., Хинтс Л. Расчленение ордовикских отложений разреза скв. Берзини (Юго-Восточная Латвия) // Изв. АН ЭССР. Химия. Геология. 1977. Т. 26. № 2. С. 113–121.
12. Рыбусокс А. К. О соотношениях комплексов брахиопод ордовика северной Эстонии, Скандинавии, Богемии, Великобритании и Северной Америки // Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы. Межд. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 9. М., 1968. С. 104–110.
13. Векер Н. The Kuckers Stage of the Ordovician Rocks of N. E. Estonia // Acta et Comm. Univ. Dorpatensis. A. 2, 1. Tartu, 1921. 140 p.
14. Lockley M. G. A review of brachiopod dominated palaeocommunities from the type Ordovician // Palaeontology. 1983. Vol. 26. N 1. P. 111–145.
15. Öpik A. Beitrage zur Kenntnis der Kukuruse- (C<sub>2</sub>) Stufe in Eesti. II // Acta et Comm. Univ. Tartuensis. 1927. A. XII. 3. N 10. S. 1–35.
16. Williams A., Lockley M. G., Hurst J. M. Benthic palaeocommunities represented in the Fairfach Group and coeval Ordovician Successions of Wales // Palaeontology. 1981. Vol. 24. N 4. P. 661–694.

В. А. Гинда

## РАЗВИТИЕ СООБЩЕСТВ БЕНТОСНЫХ МИКРОФОССИЛИЙ В ОРДОВИКСКОМ БАССЕЙНЕ ВОЛЫНИ<sup>1</sup>

Ордовикские карбонатные отложения Волыни (юго-запад Восточно-Европейской платформы) вскрываются только буровыми скважинами. Сложившееся представление о том, что керновый материал бедно палеонтологически охарактеризован, существенно меняет методика его изучения с помощью химического препарирования (отмывки и растворения в слабых кислотах). Использование автором этой методики в исследовании карбонатных пород ордовика Волынской и Брестской впадин и Львовского палеозойского прогиба показало, что в них заключены обильные и разнообразные в таксономическом отношении микроорганизмы [1–14, 17, 18, 20, 21]<sup>2</sup>. Среди них преобладают представители бентосных групп: мшанок (прежде всего *Corynogyre*), беззамковых брахиопод, карликовых форм брюхоногих и двустворчатых моллюсков (*Sinuities*, *Bucanella*, *Phyloxene*, *Straparollus* и др.), остракод, трилобитов и разнообразных иглокожих. Известны „трубчатые“ следы жизнедеятельности организмов (типа *Cornulitis*, *Labyrinthotula*, *Oxytula*, *Phosphotesta*, *Salopiella* и др.), а также конодонты, сколекодонты, хитинозои.

Комплексы микроорганизмов последовательно характеризуют разрез ордовика Волыни и могут использоваться для его расчленения и корреляций. С их помощью в нижнем и среднем ордовике Брестской и Волынской впадин и Львовского прогиба установлено присутствие региональных стратиграфических подразделений ордовика

<sup>1</sup> Статья В. А. Гинды подготовлена для публикации докт. геол.-минер. наук Г. А. Стукалиной (ВСЕГЕИ). Ею же составлена библиография к этой статье.

<sup>2</sup> Изученный автором коллекционный материал хранится в Государственном природоохранном музее АН УССР (г. Львов).



Восточно-Европейской платформы, от волховского до раквереского горизонтов включительно, установленных на северо-западе этого региона, в Эстонии и Ленинградской области.

Наиболее многочисленны в составе комплексов микрофоссилий мшанки, карликовые гастроподы и иглокожие, представленные несколькими группами: морскими лилиями, цистоидеями, голотуриями и морскими звездами. Систематическое их изучение автор начал с иглокожих [1, 2, 3 и др.].

Морские лилии в комплексах микрофоссилий относятся более чем к 25 видам. Почти все они установлены по фрагментам стеблей и стеблевым членикам. В непрерывной стратиграфической последовательности в ордовике юго-запада Восточно-Европейской платформы прослеживается пять основных видовых ассоциаций морских лилий [2, 4, 5, 6, 11, 12 и др.]: нижний ордовик Волыни и Брестской впадины характеризует волховско-кундаский комплекс, в среднем ордовике выделяются три комплекса: азериско-ухакусский, кукрузеско-идавереский и йыхвиско-раквереский. Из них наиболее разнообразный по таксономическому составу кукрузеско-идавереский комплекс, отражающий в среднем ордовике время максимального расцвета ордовикских криноидей Волыни. Важная корреляционная роль в комплексах принадлежит представителям *Tetragonocrinus*, *Squameocrinus*, *Ristnacrinus*, *Babanicrinus*, *Schizocrinus* и другим, позволяющим сопоставлять разрезы ордовика юго-запада и северо-запада Восточно-Европейской платформы. Цистоидеи представлены довольно хорошо сохранившимися чашечками и фрагментами чашечек *Echinospaerites* и *Sphaeronites* и многочисленными стеблевыми члениками *Vialovicystis*, *Asperellacystis* и др. Находки их имеют определенную стратиграфическую приуроченность и важны для целой расчленения и корреляции разрезов ордовика Волыни. Большой интерес вызывают находки эхиносферит, распространенных в среднем ордовике Балтийского бассейна и занимающих определенное стратиграфическое положение в разрезах ордовика Волыни на уровне ухакусского горизонта [11, 12, 13, 17, 18]. Остатки морских звезд представлены разрозненными пластинками рук. Находки их приурочены к среднему ордовику. На Волыни они обнаружены в азериско-ухакусском горизонте, в Брестской впадине — в идавереском—кейласком горизонте. Находки голотурий (склеритов голотурий), определенно относящихся к роду *Thurgholia*, приурочены к низам среднего ордовика, к азерискому и ухакусскому горизонтам.

Комплекс микрофоссилий ордовика Волыни автор рассматривает как сообщество древних форм, входившее в состав морской ордовикской биоты эпиконтинентального Балтийского бассейна. В развитии этого сообщества на протяжении нижнего и среднего ордовика (отложения верхнего ордовика на юго-западе Восточно-Европейской платформы отсутствуют) можно выделить несколько этапов (стадий):

1. С ранним ордовиком (волховским и кундаским временем) связано появление сообщества и начало его формирования. Его состав определяется немногочисленными мшанками, брюхоногими моллюс-

ками, беззамковыми брахиоподами, остракодами и иглокожими (морскими лилиями). В пестроцветных карбонатных породах волховского и кундаского горизонтов они представлены 16 родами и 24 видами.

2. В среднем ордовике (азерском и ласнамягинском времени) происходит резкое качественное изменение и количественное увеличение состава бентосных микрофоссилий. Возрастает как число их видов, так и число особей уже известных групп, появляются новые группы. В известняках азерского и ласнамягского горизонтов установлено 28 родов и более 40 видов микрофоссилий.

3. Заметное сокращение численности состава бентосных микрофоссилий происходит в среднем ордовике – в ухакуское время, которое прослеживается до конца кукурузского времени (Брестская впадина) и идаввереского времени (Волынская впадина). В отложениях ухакусского горизонта установлено 16 родов и 23 вида, кукурузского – 18 родов и 20 видов, идаввереского – 19 родов и 20 видов.

4. В конце среднего ордовика в йыхвиское и кейлаское и особенно в раквереское время происходит угасание рассматриваемого сообщества, что находится, вероятно, в связи с сокращением в позднеордовикскую эпоху морского бассейна и наступлением на территории юго-запада Восточно-Европейской платформы континентального режима.

Исследования, связанные с выяснением состава фаунистических комплексов и закономерностей их распространения в ордовике Волынской и Брестской впадин, а так же Львовского палеозойского прогиба, в перспективе могут иметь важное значение для обоснования детального биостратиграфического расчленения и корреляций ордовикских отложений всего юго-запада Восточно-Европейской платформы. Результаты этих исследований несомненно могут быть использованы также и в решении проблем реконструкций условий формирования и путей расселения фаунистических сообществ в ордовике Балтийского бассейна.

## Л и т е р а т у р а

1. Гинда В. А. Новые данные о палеонтологической характеристике ордовикских отложений Волыни (Нові дані до палеонтологічної характеристики ордовіцьких Вікладів Волині) // Докл. АН УССР. 1971. Вып. 7. С. 774–776.
2. Гинда В. А. О стратиграфическом распространении стеблей морских лилий в ордовике Волыни // Палеонтологический сборник. № 11. Вып. 2. Львов, 1974. С. 71–73.
3. Гинда В. А. Об ордовикских иглокожих Балтийской палеобиогеографической области // Систематика, эволюция, биология и распространение современных и вымерших иглокожих. Материалы III Всес. коллоквиума по иглокожим. Л., 1977. С. 20–21.
4. Гинда В. А. Стратиграфическое значение мелких фоссилий ордовика юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Тезисы докладов XXIV сессии ВПО. Л., 1978. С. 20–21.
5. Гинда В. А. Морские лилии в нижнепалеозойских отложениях юго-запада Восточно-Европейской платформы // Тезисы докладов IV Всесоюз. коллоквиума по иглокожим. Тбилиси, 1979. С. 46–48.
6. Гинда В. А. Сегментированные стебли некоторых ордовикских морских лилий Волыни // Палеонтологический сборник. № 16. Львов, 1979. С. 68–72.

7. Гинда В. А. Стебли некоторых среднеордовикских морских лилий Волини // Палеонтологический сборник. № 17. Львов, 1980. С. 65–69.
8. Гинда В. А. Стратиграфическое распространение микрофоссилий в карбонатных отложениях ордовика Волини и Брестской впадины // Новые данные по стратиграфии Белоруссии. Материалы регион. стратиграф. совещания. Гомель, 16–21 ноября 1981 г. Минск, 1981. С. 73–74.
9. Гинда В. А. Значение известковых микрофоссилий для корреляции карбонатных отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Препринт 82–10. Проблемы палеонтологии и стратиграфии докембрия и палеозоя Украины. Киев, 1982. С. 30–32.
10. Гинда В. А. Ордовичькі голкошкірі // Каталог музейних фондів. 1981. Киев, 1982. С. 131–139.
11. Гинда В. А. Иголкожие в ордовикских отложениях юго-запада Восточно-Европейской платформы // Тезисы докладов V Всесоюз. симпозиума по иглокожим (октябрь–ноябрь 1983 г.). Львов, 1983. С. 15–16.
12. Гинда В. А. Общая характеристика ордовикских известковых микрофоссилий юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Ископаемая фауна и флора Украины. Киев, 1983. С. 22–27.
13. Гинда В. А. Развитие сообщества бентосных микрофоссилий в ордовикском бассейне Волини // Тезисы докладов XXIX сессии ВПО (24–28 января 1983 г.). Л., 1983. 15 с.
14. Гинда В. А. Стебли новых ордовикских морских лилий юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы // Палеонтологический сборник. № 21. Львов, 1984. С. 58–63.
15. Гинда В. А. Мелкая бентосная фауна ордовика юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев, 1986. 155 с.
16. Гинда В. А. Новые данные о цистоидах юго-запада Восточно-Европейской платформы // Бюлл. МОИП. 1986. Отд. геол. Т. 61. Вып. 4. С. 151.
17. Гинда В. А., Помяновская Г. М. Об иглокожих ордовика Волини // Палеонтологический сборник. № 8. Вып. 1. Львов, 1971. С. 47–50.
18. Гинда В. А., Саладжус В. Ю. О стеблях некоторых морских лилий из верхнего ордовика Литвы. Материалы VII научной конференции геологов Литвы. Вильнюс, 1985. С. 109–110.
19. Гинда В. А., Саладжус В. Ю. Стебли криноидей из верхнеордовикских отложений Литвы // Палеонтологический сборник. № 24. Львов, 1986
20. Сергиенко М. И., Гинда В. А. Палеонтологические коллекции Государственного природоведческого музея АН УССР // Тезисы докладов V Всесоюз. симпозиума по иглокожим. (октябрь–ноябрь 1983 г.). Львов, 1983. С. 60–61.
21. Сравнительная морфология, эволюция и распространение современных и вымерших иглокожих. Под ред. В. А. Гинды. // Тезисы докладов V Всесоюз. симпозиума по иглокожим. Львов, 1983. 79 с.

**М. М. Орадовская**

## **БИОФАЦИАЛЬНАЯ СТРУКТУРА КОЛЫМСКОГО ПАЛЕОБАСЕЙНА В ОРДОВИКЕ**

Фациальная структура Колымского палеобасейна в ордовике характеризуется широкой гаммой осадков и дифференциацией биоценозов, что обусловило разработку биостратиграфических шкал по разным группам организмов. Зональные схемы составлены по граптолитам и брахиоподам, для некоторых интервалов выделены слои с кораллами, остракодами и трилобитами. Пределы применения различных шкал

определяются фациальной амплитудой преимущественного распространения фауны, которая сильно варьирует у разных групп.

В ордовике выделены девять фациальных комплексов (рис. 1), которые составляют полный латеральный ряд, соответствующий стандартной последовательности фациальных поясов Дж. Уилсона [5]. Два фациальных комплекса — кремнисто-турбидитовый вулканогенный и граптолитово-известняково-глинистый отвечают депрессионной части бассейна (первый пояс, по Уилсону). Вулканогенный комплекс имеет локальное распространение и приурочен, вероятно, к рифтовой зоне. Известняково-глинистый (фашия аллодапиковых известняков) — отличается присутствием известняковых турбидитов и сокращенной мощностью отложений (в 5–7 раз) по сравнению с мощностью эквивалентных осадков на шельфе (харкинджинская, эриехинская свиты) [4].

Комплекс пелитоморфных известковых илов с обширной и разнообразной биотой образован на шельфовой равнине ниже базиса действия волн. Скорее всего это был шельф открытого моря, расположенный в самой нижней, пологой части склона (второй пояс, по Уилсону). Комплекс изучен на разрезах среднеордовикской сонской свиты, имеющей на больших площадях устойчивый вещественный состав и мощность (1300–1400 м).

Глинисто-алевролитово-известняковый комплекс накапливался на передовом склоне различной крутизны в обстановке высокой и низкой энергии волн. Биогенный фактор играл в образовании осадка подчиненную роль. Комплекс представляет третий и четвертый пояса Уилсона. Он изучен по разрезам позднеордовикских омуской и падунской свит мощностью от 350 до 500 м.

Комплекс органогенных построек оконтуривает пятый пояс. Водорослевые конструкции образовались на довольно крутом склоне и представляли собой серию бугров и холмов, разделенных впадинами, где спорадически обитали граптолиты. Типовыми для этого пояса являются низы тирехтяхской и юридийская свиты (150–450 м мощности) [3].

Ограниченно распространенный известняково-песчаниковый комплекс, соответствующий шестому поясу, представляет зарифовую зону, расположенную у внутреннего края карбонатной платформы. Комплекс накапливался в условиях, неблагоприятных для обитания донной биоты.

Ракушняково-оолитово-известняковый фашиальный комплекс, образованный в обстановке малых глубин (до 10 м) с обширными биоценозами из бентосных организмов и конодонт, соответствует седьмому поясу. Его представляют хитинская, эльгенчанская и лагугская свиты среднего ордовика [1].

К лагунно-литеральным поясам (восьмой и девятый) относятся водорослево-известняково-доломитовый комплекс и доломитово-терригенный, красноцветный с обедненными биоценозами или с полным отсутствием биоты (хитанинская и частично лагугская свиты).

Главный фашиальный рубеж, где шельфовые глубины сменяются батальными, маркируется сменой разнообразных известняковых, известняково-песчаниковых комплексов известняково-кремнисто-глинистыми. Эта граница совпадает в Колымском бассейне с наиболее

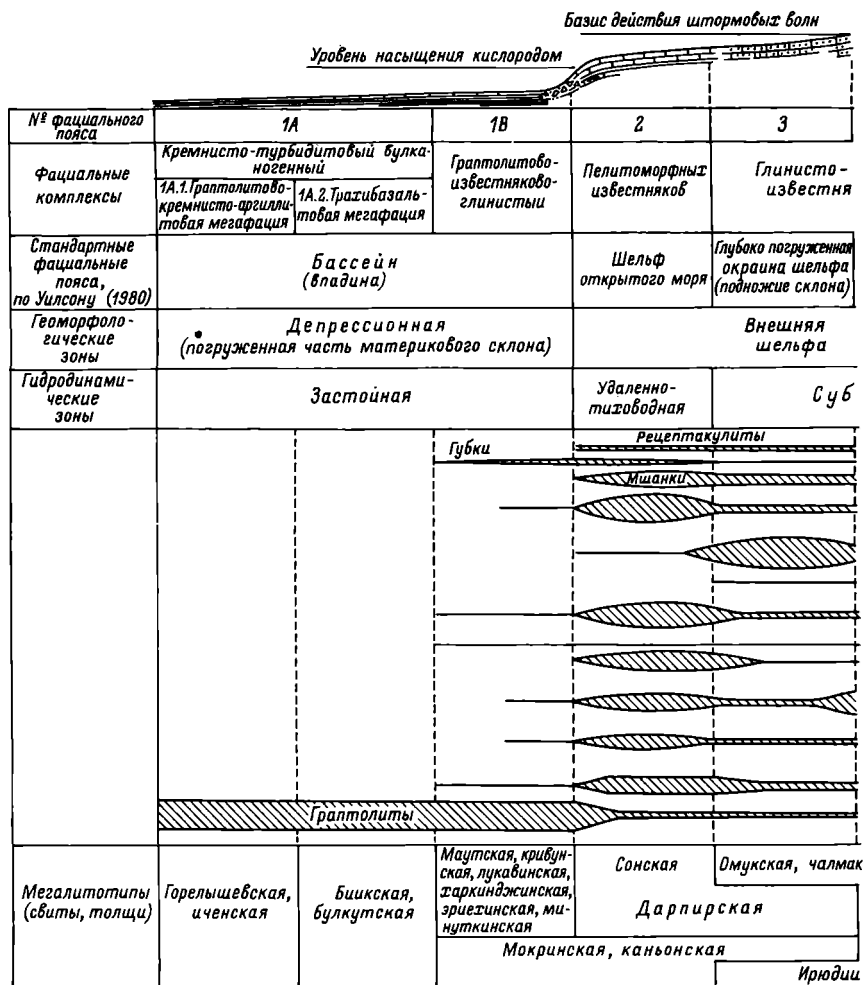


Рис. 1. Модельный латеральный ряд фациальных комплексов ордовикских и силурийских отложений Северо-Востока СССР.

резким перегибом дна и фиксируется появлением турбидитов в депрессионном поясе, увеличением глинистости осадка, обогащенного кремнеземом, повышенным содержанием органического углерода. На этом уровне повсеместно меняются катены: брахиоподовая, коралловая, смешанная замещаются граптолитовой, не содержащей водорослей, табулят, строматопороидей.

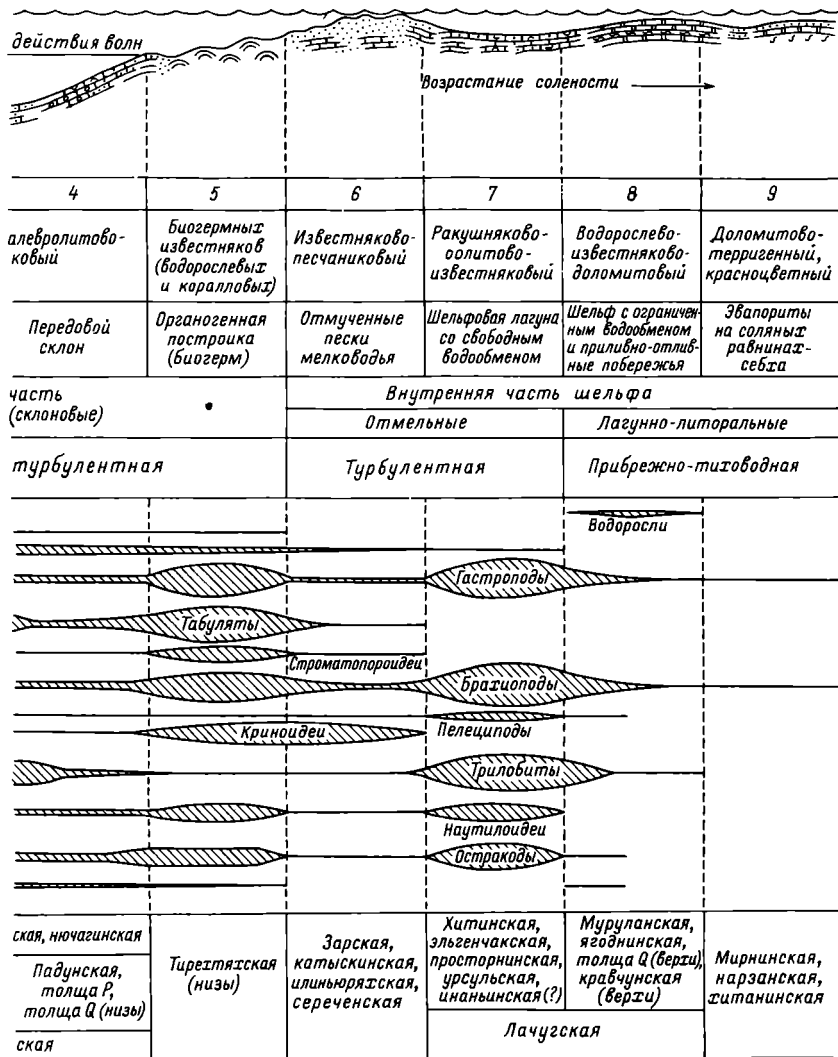


Рис. 1. (Продолжение).

В пределах поясов первого—четвертого и частично пятого „действует” граптолитовая зональная шкала [4]. На рифовых осадках пятого пояса построена шкала по кораллам. В диапазоне второго—седьмого поясов может „действовать” остракодовая шкала. Наиболее широкий экологический диапазон распространения имеют брахиоподы, что определило возможность применения к осадкам второго—девятого поясов брахиоподовой зональной шкалы. Наибольшую ценность для корреляции составляют разрезы фации шельфового склона и органогенных построек

(пояса 3–5), где перемежаются граптолитовые, брахиоподовые и коралловые биогеоценозы. Однако корреляция разных шкал, построенных только на этих разрезах, не обеспечивает увязку всех фациально разнообразных толщ с бентосной фауной и граптолитами в связи со значительными латеральными изменениями состава бентосных сообществ. Специфика ордовикского палеобассейна, связанная с неустойчивостью тектонического режима, развитием некомпенсированных впадин, рифтоподобных зон, с образованием широкого спектра фаций, отразилась на резкой экологической дифференциации биоценозов, в том числе заметной латеральной смене брахиоподовых ассоциаций.

Рассмотрев развитие Колымского палеобассейна в наиболее яркие моменты ордовикской истории, можно выявить некоторые закономерности в динамике фаций и наметить характерные черты биоценозов, являющихся маркерами обстановок осадконакопления.

Ранне-среднеордовикская трансгрессия достигла своего максимума в эльгенчакское время (поздний арениг–лланвирн). На востоке вблизи древней суши распространился комплекс оолитовых известняков и ракушняков, маркирующий отмельную зону (седьмой пояс). При движении к западу углубление бассейна прослеживается по изменению типов известняков – оолитовые известняки и ракушняки замещаются алевритово-глинистыми и глинисто-карбонатными породами, из ориктоценозов исчезают моноплакофоры и брахиоподы, трилобиты замещаются формами другого экологического ряда, появляются редкие граптолиты. Еще далее к северу и западу распространились образования депрессионного пояса. Наблюдается резкое обеднение бентосных сообществ, замещенных граптолитовыми. К востоку от области суши широко распространились осадки лагуны с ограниченным водообменом и обедненной биотой (восьмой пояс).

В эльгенчакское время (зона *etheridgei*) морской бассейн вмещал четыре экологических типа брахиоподовых сообществ: первое – ксенелязмелловое, наиболее таксономически разнообразное, состоящее из порамбонитацей, древних клитамбонитацей и ортацей с выравненными морфологическими признаками: толстостенной раковинной, с четкой ареей и хорошо развитым и укрепленным внутренним скелетом. Сообщество населяло отмельные зоны. Второе – хесперономиевое, с узостью таксономического состава, занявшее пояса шельфового склона; порамбонитидно-ортидные ассоциации мелководных зон замещаются здесь ортидно-строфоменидными. Два других сообщества содержат единичные остатки брахиопод; они принадлежат глубоководной впадине и лагунному поясу (рис. 2).

В последующее лагунское время (зона *teretiusculus*) несколько сокращаются площади бассейна; фациальные пояса, сформированные в эльгенчакское время, сменяются на площади зонами более мелких вод. В это время брахиоподы осваивали все пять биономических зон палеобассейна, при этом в четырех зонах они доминировали или занимали положение субдоминантов наряду с конкурирующей группой остракод (рис. 3). Брахиоподы не расселялись только в лагуне с доломитово-терригенным красноцветным комплексом осадков. Маркерами изменения

условий при этом были *Atelelasma* и *Sowerbyella*, которые не совмещались ни в одной из биономических зон, что позволило рассмотреть два типа экологических сообществ — ателелязмовое и совербиелловое. Ателелязмовое сообщество, приуроченное к отмельному поясу, характеризуется обширными биоценозами с доминированием брахиопод и остракод с сопутствующими наутилоидеями, гастроподами и редкими трилобитами. В поясе лагуны резко снижается таксономическое разнообразие этого сообщества и численность брахиопод. Совербиелловое сообщество прослеживается в более глубоководных поясах.

Начиная с внешней части седьмого пояса (лачутская свита в бассейне р. Инань) из комплекса исчезает *Atelelasma* и появляется *Sowerbyella*, встречаемость которой увеличивается по мере удаления от палеоберега; доминирующее значение она приобретает в зонах ниже базиса действия штормовых волн, где совербиелловое сообщество расселилось на мягком глинисто-известковом субстрате в сравнительно спокойной гидродинамической обстановке. Во впадине из всего брахиоподового сообщества соседних зон остается одна *Sowerbyella*. Зона занята граптолитами.

Последующему раннехаркинджинскому времени (карадок, зоны *gracilis* и *peltifer*) отвечает новая трансгрессия моря. Всю центральную часть бассейна занял разветвленный глубоководный желоб с некомпенсированным режимом седиментации, проявившимся в это время наиболее отчетливо. Осадкообразование происходило в четырех поясах, контрастных по мощностям отложений и органическому миру. Только одна биономическая зона занята брахиоподами, ассоциирующими с разнообразным бентосом. Она относится к окраине шельфа. Севернее и западнее на площади депрессионных поясов брахиоподы отсутствуют; зоны заняты граптолитами.

В начале позднего ордовика, в падунокское время (зона *Orthograptus quadrimicronatus*) в фазу регрессивного развития Колымского бассейна произошла перестройка в размещении поясов. Площадь распространения осадков депрессионной зоны значительно сократилась. К северу и востоку от нее распространился комплекс глинисто-алевроитово-известковых осадков, образованных в условиях шельфового склона, а далее к востоку расположилась область коралловых построек (пояс 5). Северная ветвь глубоководного пояса, существовавшая в среднем ордовике, заполнилась песчаными осадками с очень бедной донной биотой.

В падунокское время наметились четыре биономические зоны; в трех расселились брахиоподовые сообщества с очень редкими общими таксонами или их полным отсутствием; четвертая, отвечающая впадине, принадлежала исключительно граптолитам (рис. 4). Наибольшее таксономическое разнообразие свойственно сообществу передового склона (пояса 3, 4), где среди строфоменидно-атрипидных ассоциаций доминирует *Sowerbyella*. В поясе коралловых рифов эта ассоциация замещается ринхонеллидной, с очень узким набором таксонов; в массовых скоплениях здесь расселились два вида ринхонеллид родов *Rostricellula* и *Evenkorhynchia*. И только один вид *Triplesia protea* является связующим звеном между двумя резко различными экологическими группировками.



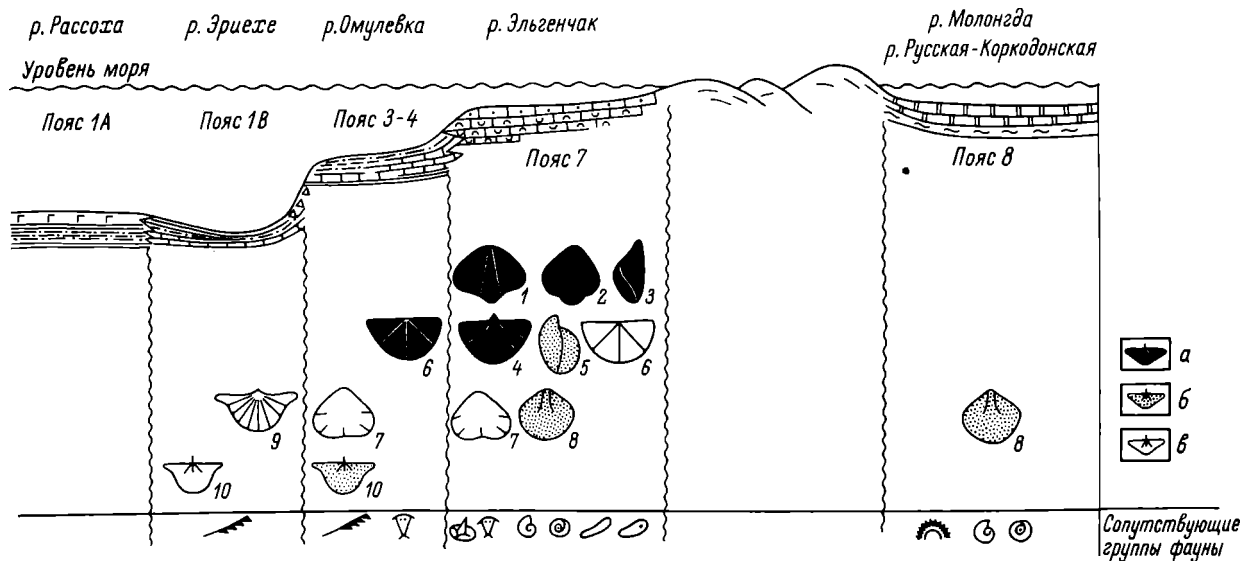


Рис. 2. Распределение брахиопод по биономическим зонам в среднем ордовике (эльгенчакское время).

Брахиоподы: 1 – *Xenelasmella*, 2 – *Cuparius*, 3 – *Eremotoechia*, 4 – *Orthidiella*, 5 – *Polytoechia*, 6 – *Hesperonomia*, 7 – *Idiostrophia*, 8 – *Notorthis*, 9 – *Arothorphylla*, 10 – *Sowerbyella*. Количественный состав биоценозов: а – очень много, б – много, в – единичные.

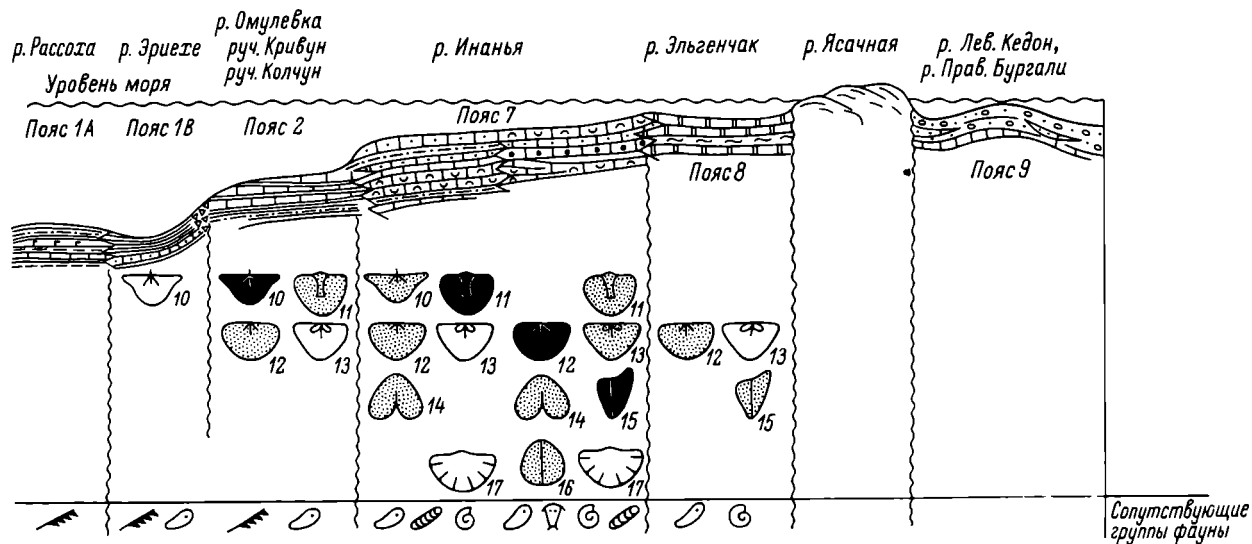


Рис. 3. Распределение брахиопод по биономическим зонам в среднем ордовике (лачугское время).

Брахиоподы: 10 – *Sowerbyella*, 11 – *Oerikina*, 12 – *Hesperorthis*, 13 – *Strophomena*, 14 – *Opuchoplecia*, 15 – *Atclelasma*, 16 – *Sphenotreta*, 17 – *Evenkina*. Количественный состав биоценозов: то же, что на рис. 2.

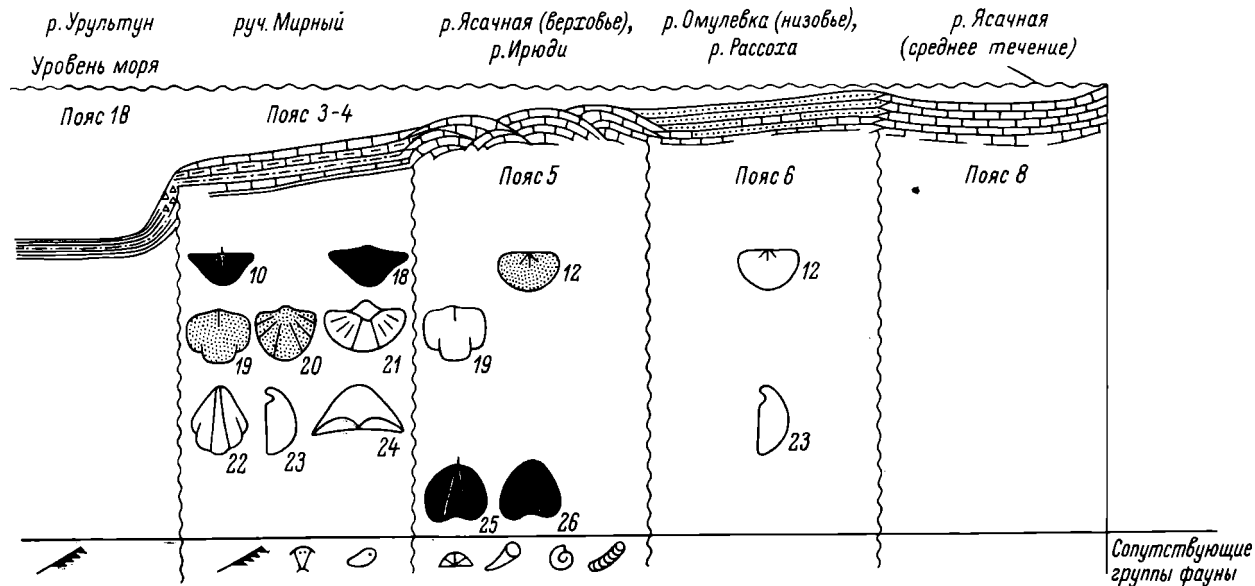


Рис. 4. Распределение брахиопод по биономическим зонам в позднем ордовике (падунское время).

Брахиоподы: 10 -- *Sowerbyella*, 12 -- *Hesperorthis*, 18 -- *Ptychoglyptus*, 19 -- *Triplexia*, 20 -- *Eospirigerina*, 21 -- *Oxoplecia*, 22 -- *Cyclospira*, 23 -- *Diambonia*, 24 -- *Christiania*, 25 -- *Rostricellula*, 26 -- *Evenkorhynchia*. Количественный состав биоценозов: то же, что на рис. 2.

В рассмотренной биомической зональности наблюдается устойчивое направление в изменении биоценозов. Порамбонитидно-ортидные брахиоподовые сообщества, где доминирует *Xenelasmella* в биоценозах с трилобитами и моноплакофорами, принадлежат отмельным зонам. *Atelelasma* и другие высокоарейные клитамбонитиды тяготеют к приливо-отливной полосе и мелководному шельфу. Совербиелловое сообщество на всех рассмотренных уровнях принадлежит удаленным от берега биотопам; в начале позднего ордовика оно замещает ортидно-ринхонеллидную ассоциацию пояса коралловых рифов, в среднем оно появляется на месте *Atelelasma* — ее экологического эквивалента, при этом массовые скопления *Sowerbyella* маркируют пояса шельфового склона.

Корреляция удаленных разрезов ордовика за пределами бассейна Колымы (районы Селенняхского кряжа, хр. Сеттэ-Дабан, Чукотского полуострова) велась методом последовательного сопоставления различных биостратиграфических шкал с учетом фациальной дифференциации биоценозов. Выявление синхронных рубежей в развитии всего палеобассейна северо-восточной Азии в ордовике позволило сделать некоторые выводы о его структуре.

В течение раннего и начале среднего ордовика на востоке в Охотско-Омолонской области существовал бассейн, в разной степени изолированный от Верхояно-Колымского. Наибольшая изоляция отмечается в раннем ордовике, когда накапливался водорослево-оолитово-известняковый комплекс отложений с бентосными ассоциациями, более близкими сибирским, чем верхояноколымским [2]. Бассейн существовал кратковременно, только в первый этап ордовикской трансгрессии, и развивался по типу субплатформенных синеклиз с прерывистой стратиграфической последовательностью осадков и распространением однообразных мелководных фаций. В конце лландейльского века (время *gracilis*), к которому в Верхояно-Колымской области были приурочены максимальная ордовикская трансгрессия и локальное проявление вулканизма, в Охотско-Омолонской области произошли крупные поднятия, массивы суши продвинулись к востоку и не заливались морем на этой площади до начала девона.

В Верхояно-Колымской области осадконакопление происходило в едином обширном прогибе миогеосинклинали типа в различных фациальных условиях. Отмечены значительные перепады мощностей осадков от максимальных, в несколько тысяч метров, накопленных в условиях шельфовых равнин, до резко сокращенной мощности во впадинах. Последние представляли собой глубоководные желоба: их заложение, как правило, было приурочено к концу аренигского века. Разветвленный глубоководный желоб существовал в центральной части бассейна от позднего аренига до конца среднеордовикской эпохи. Его ветви отличались спецификой развития на разных этапах ордовикской истории и, периодически испытывая дефицит осадков, превращались в некомпенсированные впадины. С позднего ордовика профиль дна бассейна стал более пологим, до середины силура на всех временных

уровнях прослеживается постепенное углубление бассейна при общей тенденции к продвижению фациальных поясов с северо-запада на юго-восток и сохранению глубоководного желоба в его центральной части.

### **Л и т е р а т у р а**

1. Орад ов с к а я М. М. Стратиграфия. Ордовикская система // Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. М., 1970. С. 80–104.
2. Орад ов с к а я М. М. Стратиграфия и палеогеография ордовика Омолонского массива // Опорные разрезы палеозоя Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. С. 137–160.
3. Орад ов с к а я М. М., Соболевская Р. Ф. Пограничные отложения ордовика и силура Омулевского поднятия // Граница ордовика и силура на Северо-Востоке СССР. Л., 1983. С. 7–25.
4. Решения 2-го межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию\* и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1978. С. 30–44.
5. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М., 1980. 463 с.

### **А. М. Я р о ш и н с к а я**

#### **НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФАЦИАЛЬНОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ И ПАЛЕОЭКОЛОГИИ ЭЙФЕЛЬСКИХ МШАНОК САЛАИРА (ШАНДИНСКИЙ, МАМОНТОВСКИЙ ГОРИЗОНТЫ)**

Изучение эйфельских мшанок из терригенных и карбонатных фаций Салаира показало тесную зависимость их систематического состава и количественного соотношения от условий обитания.

В Акарачкинском карьере, расположенном на правом берегу р. Малый Бачат, на восточной окраине г. Гурьевска, вскрыты отложения шандинского горизонта. На основании био- и литофациальных исследований, проведенных в 1981 г. геологами и палеонтологами СНИИГГиМС Г. И. Исаевым, Л. С. Ратановым, С. А. Степановым, А. М. Ярошинской и другими, были выделены различные литофации по методике, разработанной Уилсоном [2]. Выделенные здесь литофации образуют два литофациальных комплекса: шельфовый и рифогенно-аккумулятивный.

В шельфовом литофациальном комплексе верхнешандинской подсветы мшанки обнаружены в литофации темно-бурых алевролитов, обнаженных в верхнем уступе карьера на его периферии. Для биоценоза литофаций алевролитов главное значение приобретают поселения мшанок.

Мшанками образованы прослои, между которыми другая фауна в слоях немногочисленна, расположена рассеянно или небольшими скоплениями и представлена в основном брахиоподами, маленькими булковидными табулятами, тентакулитами. Сохранность фауны хорошая.

В составе мшанок обнаруживается ряд особенностей, возникших, по-видимому, вследствие их приспособления к среде обитания.

В алевролитовой литофации формировался мшанковый биоценоз, состоящий в основном из криптостомат. Доминируют сетчатые колонии родов *Fenestella*, *Semicoscinium*, *Reteporina*, *Hemitrypa*, *Polipora*. Подчиненное значение имеют тонкие веточки родов *Orthopora*, *Pseudobatosstomella*, сочлененные колонии *Nematorpora*, *Cuneatorpora*, *Arthrostylus*, древовидные колонии рода *Clausonope*. Сетчатые мшанки представлены листообразными, веерообразными колониями разнообразной величины. Высота маленьких колоний 1–2 см, наиболее крупных 4–16 см.

Исследования мшанок Алтае-Саянской области Казахстана показали, что поселения фенестеллид чаще приурочены к песчано-глинистым грунтам. Эта особенность тесно связана со способом роста большинства фенестеллид, основание колоний которых начинается с плотного стеблевидного стержня, прикрепленного к грунту начальной ячейкой или вторично развитыми корневыми выростами. В изученном комплексе у некоторых фенестеллид в основании стержня наблюдаются тонкие выросты (рис. 1, фиг. 1). Рост стержневой части колонии вверх зависел от скорости осаждения осадка. Верхняя часть колонии листообразная, веерообразным движением воды „стряхивала” со своей поверхности илестые частицы. Тонковетвистые, сочлененные, древовидные колонии мшанок также были приспособлены к жизни на песчано-глинистых грунтах под „защитой” более высоких сетчатых колоний фенестеллид (рис. 2, фиг. 1).

Как отмечает В. П. Нехорошев [1], при усилении течения и волнения вод происходило укрепление корневой системы фенестеллид. У основания колонии создавались прочные сооружения из сложно переплетенных жгутов, состоящих из сплошной или пузырчатой ткани, как это имело место у девонских *Semicoscinium* Алтая. У фенестеллид же, селившихся на илестых грунтах, корневые выросты с четырех сторон были снабжены многочисленными крючками (наподобие гарпуна). Много позднее канадский палеонтолог Нельсон [3] подробно описал корневые выросты фенестеллид, которые в его материале представляли инструктирующие звездчатые структуры с относительно длинными тонкими лучами, иногда переплетающимися друг с другом.

Одним из оптимальных условий существования шандинского мшанкового биоценоза на песчано-глинистом грунте являлась скорость осаждения терригенных частиц, не превышающая рост колоний, относительно спокойная гидродинамическая обстановка и отсутствие конкуренции гидроидных, коралловых фаун и водорослей. Совокупность этих условий способствовала быстрому расселению мшанок, образовавших на определенных участках морского дна густые заросли.

Рост колоний ископаемых мшанок по аналогии с современными происходил, по-видимому, не менее быстро. У современных мшанок наблюдается прямая зависимость между формой колоний и условиями обитания. Колонии мшанок эйфельского века наиболее близки к трем типам колоний современных мшанок отряда *Cheilostomata* из девяти, выделенных Стейчем [4]: тип ретепораформный — сетчатая колония; тип викуляриформный — тонковетвистая колония; тип целлариформный — сочлененная колония.

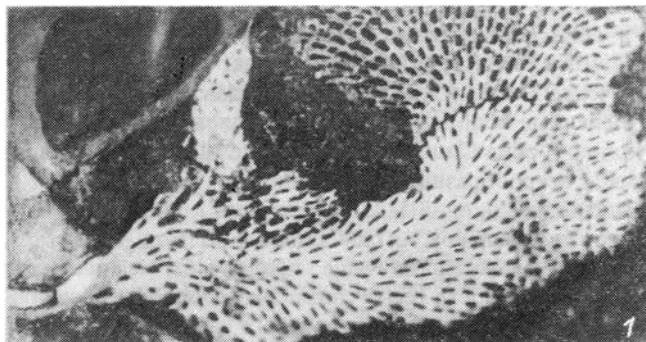


Рис. 1. 1 – обр. 33С81-1. Литофация темно-бурых алевролитов. На плоскости напластования породы сетчатая листообразная колония мшанок с хорошо сохранившейся нижней стержневидной частью и корневыми выростами,  $\times 5$ ; Салаир, Акарачкинский карьер; средний девон, эйфельский ярус, верхнешандинская подсвита; 2 – обр. 9С81-5. Литофация черных и темно-серых алевролитов с разнообразной, но немногочисленной фауной. Детрит образует небольшие скопления (пятна),  $\times 3$ , аншлиф; Салаир, Малосалаиркинский карьер; средний девон, эйфельский ярус, мамонтовский горизонт; 3 – обр. И181-8, сл. 13. Литофация водорослево-коралловых лугов. Часть небольшого желвака, представляющего элементарную мшанко-

Эти три типа колоний современных мшанок приспособлены для обитания в сублиторальной зоне. Оптимум развития их приходится на глубины 30–50 м.

В Малосалаиркинском карьере на левом берегу р. Малой Салаирки на северной окраине г. Гурьевска в отложениях мамонтового горизонта выделено три литофациальных комплекса: шельфовый (песчано-известково-мергелистая пачка и малосалаиркинские известняки), рифогенно-аккумулятивный (пестеревские известняки), бассейновый (черные алевролиты).

Наиболее древним является литофациальный комплекс шельфа, который послужил основанием для развития последующего рифогенно-аккумулятивного комплекса. Литофациальный шельфовый комплекс наиболее полно обнажен на западных стенках карьера и представлен рядом литофаций, среди которых выделяются литофации алевролитов и песчаников, литофация коралловых лугов, литофация водорослево-строматопоро-коралловых лугов и литофация черных слоистых известняков.

Мшанки обнаружены в литофациях алевролитов и песчаников и водорослево-строматопоро-коралловых лугов. Литофация алевролитов и песчаников обнажена на юго-западной и западной стенках карьера и представлена чередующимися слоями песчаников, алевролитов, глинисто-песчаных известняков и мергелей. Отдельные слои хорошо выдержаны по простиранию и содержат обильные фаунистические остатки. Мощности слоев различные, обычно 1.5–3.0 м. В алевролитах беспорядочно захоронены многочисленные обломки тонкосетчатых и тонко-обрастающих мшанок родов *Fenestella*, *Semicoscinium*, *Leptotrypa*. Здесь много обломков тонковетвистых табулят, тонких цилиндрических ругоз, разрозненных битых ракуш, фрагментов трилобитов. Некоторые створки брахиопод обросли мшанками рода *Leptotrypa*. Спорадически встречаются скопления целых створок брахиопод, башенковидных гастропод, которые образуют прослой, и скопления многочисленных криноидей. Обломки скелетов ориентированы параллельно напластованию. И везде среди крупных обломков фауны много мелкого детрита из этих же организмов. Биомасса в алевролитах составляет 80–70% (рис. 2, фиг. 2). Эта литофация сформирована в основном из привнесенных обломков биоты.

В литофациях водорослево-коралловых лугов систематический состав мшанок резко меняется. Доминируют обрастающие мшанки родов *Fistulipota*, *Anomalotoechus*. Эти мшанки, обрастая строматопорат, табулят, водорослей, образовывали иногда желваки, представляющие собой элементарные постройки, сложенные жестким каркасом, карбонатным илом и детритом (рис. 1, фиг. 3).

Как показывает анализ фауны, формирование этих литофаций проходило в зоне прибрежного мелководья. В период накопления

---

строматопоро-водорослевую постройку, X 1.5, шлиф; Салаир, Малосалаиркинский карьер; средний девон, эйфельский ярус, мамонтовый горизонт.

1 - 3 – колл. А. М. Ярошинской, 1981 г.



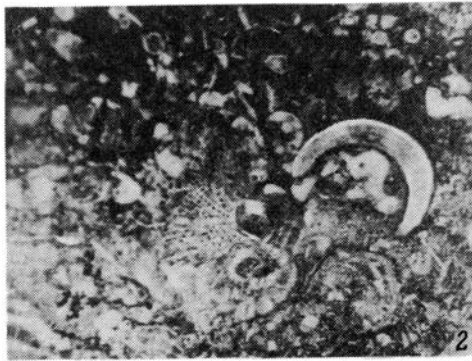
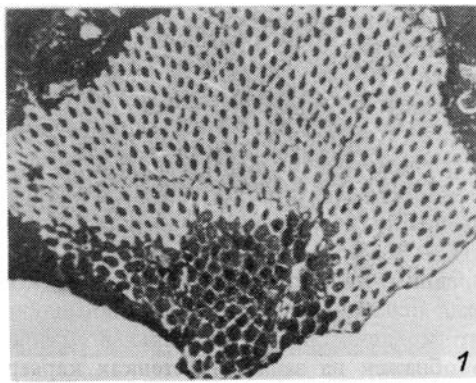


Рис. 2. 1 – обр. 33С81-2. Литофация темно-бурых алевролитов. По плоскостям напласт вания породы масса серовато-белых сетчатых и тонковетвистых колоний мшанок, X3; Салаир, Акарачкинский карьер; средний девон, Эйфельский ярус, верхнешандинская подсвета; 2 – обр. И381-6, сл. 12. Литофация алевролитов и песчаников. Буро-желтые и темно-серые алевролиты переполнены детритом из створок и тонких игольчатых шипов брахиопод, криноидей, сетчатых колоний мшанок, X3; аншлиф; Салаир, Малосалаиркинский карьер; средний девон, Эйфельский ярус, мамонтовский горизонт; 3 – обр. Я181-17. Рифогенно-аккумулятивный комплекс (пестеревские известняки). Светло-серый известняк с крупными обломками сетчатых мшанок, водорослей и с включениями мелкого детрита,

карбонатных илов с незначительным привнесом глинистого материала развивались табуляты, ругозы, строматопораты, обрастающие мшанки, водоросли. Постоянное движение воды, не производившее разрушений колоний, но обеспечивающее приток кислорода и уносившее муть, способствовало процветанию этой фауны и образованию водорослевокоралловых лугов, небольших водорослевых биогермов. Коралловые луга и водорослевые биогермы являлись убежищем брахиопод, гастропод, остракод, мшанок. Однако эти условия неоднократно менялись. Периодически усиливался привнос терригенного материала, прекращавший рост строматопорат, кораллов, водорослей. И на этих участках морского дна на песчано-глинистых грунтах селились брахиоподо-гастроподо-мшанковые биоценозы, которые под воздействием вод часто срывались с субстрата, дробились, переносились и откладывались на соседних, более углубленных местах морского дна. •

В рифогенно-аккумулятивном комплексе пестеревских известняков наряду с фенестеллидами развитие получают крупные обрастающие колонии мшанок. Роль обрастающих мшанок как рифостроителей (роды *Fistulipora*, *Lioclema*) в этих фациях была очень небольшой, количественное развитие их значительно уступало кораллам, строматопоратам и водорослям. Обрастающие мшанки, прикрепляясь всей нижней поверхностью к грунту или живому субстрату, были приспособлены к существованию в зоне сильных волновых движений вод. В затишных местах на поверхности органогенных построек селились сетчатые мшанки родов *Hemitrypa*, *Semicoscium* (рис. 2, фиг. 3). Они, по сравнению с мшанками из терригенных фаций, обладали более крупными толстостенными колониями.

Бассейновый литофациальный комплекс перекрывает пестеревские известняки. Он вскрыт в северо-западной части карьера и узкой полосой протягивается по его центральной части в юго-восточном направлении. В северо-западной части на дне карьера, бассейновый литофациальный комплекс вскрыт в ряде бульдозерных выемок в виде отдельных коренных обнажений слоистых алевролитов, рассыпающихся в щебенку. Скелетные остатки в них немногочисленны, рассеяны по плоскостям напластования или образуют небольшие гнезда. Это брахиоподы, трилобиты, мшанки, гониатиты, конодонты. Вся фауна хорошей сохранности. Мшанки в основном представлены фенестеллидами (роды *Reteporina*, *Polypora*, *Fenestella*, *Semicoscium*), иногда тонкими веточками рода *Pseudobatostomella*. Все мшанки имеют неразрушенную экзозону, и даже самые поверхностные структуры колонии хорошо сохранены. Брахиоподы мелкие, тонкоробристые, большей частью с обеими створками. Детрит в породе располагается небольшими пятнами и состоит в основном из обломков мшанок, брахиопод, члеников криноидей (рис. 1, фиг. 2).

---

х1.5; шлиф; Салаир, Малосалаиркинский карьер; средний девон. Эйфельский ярус, мамонтовский горизонт.

1 - 3 - колл. А. М. Ярошинской. 1981 г.

Данная фауна существовала, по-видимому, в более глубоководном участке морского дна, с относительно спокойным гидродинамическим режимом и захоронялась на месте или вблизи обитания.

### Л и т е р а т у р а

1. Нехорошев В. П. Нижнекаменноугольные мшанки Алтая и Сибири // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1956. Т. 13. 419 с.
2. Уилсон Д. Л. Карбонатные фаши в геологической истории. М., 1980. 462 с.
3. Nelson J., Bolton T. E. *Macgowanella* gen. nov., possible bryozoon holdfats, Mississippian of southern Canadian Rocky Mountains, Alberta // Can. J. Eath. Sci. 1980. Vol. 17. N 10. P. 1431–1435.
4. Stach L. W. The application of the Bryozoa in Cainozoic stratigraphy. Rep. 23 Meeting Australian and New Zealand // Ass. for Advancement of Sci. 1937. 28 p.

•  
**Н. В. Даньшина**

### **РОЛЬ СУБЦИЛИНДРИЧЕСКИХ СТРОМАТОПОРАТ В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ РИФОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ**

На территории Волгоградского Поволжья по западному борту Уметовско-Линевской депрессии (Котовская, Голубковская, Мирошниковская, Слюсаревская и другие площади) прослеживается полоса сложнопостроенных органогенных отложений ливенского горизонта позднедевонского возраста, вскрытая многочисленными глубокими скважинами. В пределах этой полосы на основании детального литолого-палеоэкологического исследования кернового материала выделяются различные типы органогенных построек (водорослевые массивы — Котовский, Голубковский; биогермы — Мирошниковский, Слюсаревский; стеллопоровые биостромы-луга — Мирошниковский) и те участки морского дна, которые их объединяют.

При комплексном изучении условий и закономерностей формирования осадков, органической морской жизни позднедевонского бассейна ливенского времени изученной территории выделены: 1) фаши относительно глубоководные Уметовско-Линевской депрессии; 2) шлейфовые отложения водорослевых массивов (предрифовые фаши); 3) фаши водорослевых органогенных построек; 4) зарифовые фаши. Последние, в свою очередь, подразделяются на обломочные фаши склонов водорослевых массивов и отложения лагун; фаши пологого склона водорослевых органогенных построек; стеллопоровый луг, примыкающий к пологому склону; фаши биогермов, развитых в пределах стеллопорового луга.

Органогенные постройки имеют различную форму и образованы карбонатными породами, среди которых выделены строматопоратово-водорослевые, строматопоратовые, амфипоровые, водорослевые, сферово-водорослевые, стустково-комковатые, органогенно-обломочные

разности известняков, вторичные доломиты. Содержание нерастворимого остатка в них очень низкое (доли процента, реже около 3%). Он представлен глинистым веществом, редкими зернами кварца. Аутигенные составляющие – кальцит, доломит. Текстура пород массивная, на отдельных участках горизонтально-слоистая, обусловленная скоплениями ценостеумов субцилиндрических строматопорат (амфипор), ориентированных по длинной оси в горизонтальном направлении. Гидродинамика среды активная.

Экстратриграфические комплексы водорослевых массивов характеризуются преобладанием багряных, зеленых, синезеленых водорослей (10–80%). В пределах биогермов и стеллопоровых биостромов-лугов преобладают багряные водоросли, амфипоры (10–80%).

Нами были исследованы амфипоры из водорослевых массивов, водорослево-строматопоратовых биогермов и стеллопоровых биостромов-лугов, поскольку им свойственна, с одной стороны, массовость экземпляров, с другой – они неповторимы в качественном отношении. Интересны также некоторые структурные показатели сообществ субцилиндрических строматопорат и синезеленых водорослей, взаимно исключаящих друг друга в строматопоратово-водорослевых экосистемах. Происходившее здесь выпадение одних форм, а также выживание, но изменение других вызывалось пагубным влиянием на них изменений среды. Это явление было названо Р. Ф. Геккером элиминацией [3].

Изученные ископаемые ассоциации амфипор большей частью представлены организмами, захороненными или на месте обитания, или вблизи него и являющимися частью различных участков в зоне органигенной полосы. Выделяются несколько типов захоронения ископаемых популяций субцилиндрических строматопорат: 1) скопления тесно расположенных ценостеумов, ориентированных по длинной оси параллельно напластованию (стеллопоровый биостром-луг, биогерм); 2) редко рассеянные по слою ценостеумы (склоны водорослевых массивов), относительно глубоководные отложения депрессии; 3) групповые скопления, приуроченные к определенному уровню слоя, состоящие из ценостеумов, разнообразно ориентированных (стеллопоровый биостром-луг, биогерм, водорослевый массив). Посмертный перенос остатков скелетов амфипор на более или менее значительное расстояние, отмеченный ранее рядом исследователей [6], имел место во втором типе захоронения, где они, как правило, сильно нарушены.

Изменчивость признаков амфипор дала возможность в какой-то мере восстановить их былые популяции в верхнем девоне Волгоградского Поволжья. Общее количество таксонов субцилиндрических строматопорат представлено здесь родами *Stellopora*, *Novitella*, *Clathrodictyella* (?), выделенными О. В. Богдавленской [1] на материалах палеозойских отложений западного склона Урала.

Видовое разнообразие названных выше родов высокое и особо выражено оно прежде всего определенными видами в пределах вышеперечисленных фациальных зон. Субцилиндрические строматопораты имели свою оптимальную область распространения, приуроченную к стеллопоровому лугу и биогерму (Мирошниковская, Слюсаревская

площади), где и обнаружены максимальные концентрации их. Это были относительно затишные места вблизи водорослевых органогенных построек, несколько более глубоководные по сравнению с последними. Здесь строматопораты широко процветали и достигали особенного разнообразия (около 16 видов). Специфическим для комплексов субцилиндрических строматопорат стеллопорового луга и биогерма является то, что большинство видов в них эндемичные. Это объясняется тем, что представители субцилиндрических строматопорат позднефранского времени быстро реагировали на изменение условий в бассейне, что нашло свое проявление в изменении их внешней формы, характера боковых поверхностей. Появляются совершенно иные экологические типы указанных строматопорат, у которых форма ценостеумов – неправильно-удлиненная, желвакообразная, с пережимами и днищами, ориентированными параллельно стенке ценостеума (см. таблицу).

Согласно имеющимся данным [7], первоначальное положение колоний строматопорат с цистозными элементами скелета можно легко установить по выпуклой стороне цист, обращенных к верхней поверхности колоний. На исследуемом материале в колониях субцилиндрических строматопорат определению их „верха” и „низа” способствуют пережатости ценостеума и днища, пересекающие ценостеум и развитые в осевом астроризальном канале. Днища, параллельные стенке ценостеума, своей выпуклостью, по-видимому, также были обращены к верхней поверхности ценостеума. Эти признаки впервые позволили предположить для некоторых видов *Stellopora*, *Novitella* горизонтально-лежащее прижизненное их положение. Они образовывали мелкие желвакообразные колонии, которые не закреплялись и не прирастали к субстрату, а при жизни спокойно лежали на дне или перекатывались по нему. Форма у колоний нередко изогнутая, что могло затруднять перекатывание их водными течениями. Возможно, эти организмы росли навстречу течению. При нарушении этой ориентировки они стремились восстановить благоприятное для себя положение относительно течения изменением направления роста ценостеума. Отсюда и возникали пережимы ценостеумов.

Не противоречит предполагаемому горизонтально лежащему былому прижизненному положению желвакообразных колоний некоторых видов субцилиндрических строматопорат их тесное сообщество с багряными водорослями, также желвакообразными. Скорее всего, такое приспособление к жизни в определенной экологической нише и позволило субцилиндрическим строматопоратам широко расселяться в позднедевонском бассейне Волгоградского Поволжья. Очагом возникновения новых форм *Stellopora*, *Novitella* была мелководная зона вблизи рифов, характеризовавшаяся мозаичностью и значительной изменчивостью условий среды. Поскольку число видов субцилиндрических строматопорат превышает число родов (см. таблицу), то можно предположить происходившее изменение солёности бассейна в сторону ее понижения. На такие соотношения указывали, например, А. И. Осипова и Р. Ф. Геккер [4].

Вышеперечисленные формы ценостеумов, согласно терминологии О. В. Богдавленной [2], отнесены к уклоняющимся. Наряду с ними

Сравнительная характеристика экологии и морфологии субцилиндрических строматопорат

Род	Возраст	Тип органической постройки	Доля участия по отношению к водорослям	Участие других скелетных групп	Состав родов	Размеры ценостеулов, мм	Формы ценостеулов	Выросты	Пережимы	Днища
Stellopora Novitella	Ливенский горизонт	Стеллопоровый биостром-луг	Багряные, трубчатые (меньше или равна)	Табулято-морфные кораллы, дендроидные колонии строматопорат	12 видов 2 вида	Длина до 110, диаметр 2-4, реже 6-7	Преобладают изгибающиеся с различным диаметром по всей длине	Развиты	Обильные и разнообразные	Воронковидные, чаще параллельные стенке ценостеума
Stellopora Novitella Clathrodictyella (?)		Биогерм	Багряные, трубчатые, зеленые (больше или равна)	Пластинчатые колонии строматопорат, реже массивные	7 видов 3 вида 1 вид	Длина до 60, диаметр 1.5-3.5, реже 5	Разнообразные	Развиты	Имеются	Разнонаправленные
Stellopora Novitella		Водорослевый массив	Синезеленые, зеленые, багряные (преобладают)	Массивные колонии строматопорат, ругозы	5 видов 3 вида	Длина до 50, диаметр 2-5, реже 5	В основном субцилиндрическая	Неизвестны	Отсутствуют	Разнонаправленные

у амфипор были и основные формы ценостеумов: 1) субцилиндрические без ответвлений; 2) субцилиндрические с ответвлениями. Представители с основными формами скелетов при жизни, вероятно, занимали вертикальное положение, но имели очень непрочное прикрепление к субстрату, на что указывали многие исследователи [5].

При приближении к водорослевым массивам у представителей рода *Stelloroga*, приуроченных к стеллопоровому лугу, появилась особенность — способность давать специфические скелетные образования боковых выростов, ответвлений. При этом в скелетах строматопорат наблюдаются норки сверлящих организмов.

Небольшие изменения глубины бассейна, обусловленные колебаниями его донной поверхности, вызывали значительные миграции сообществ субцилиндрических строматопорат в условиях выравненной мелководной части шельфа. Они, в этом случае, селились и в зоне водорослевых органогенных массивов, вытесняя синезеленые водоросли. Отсутствие водорослей указывает на понижение глубины бассейна и на относительно спокойные его гидродинамические условия. В разрезе это отражается в явно выраженной цикличности осадконакопления и появлении в водорослевых органогенных массивах маломощных (20 см) прослоев известняков, переполненных ценостеумами субцилиндрических строматопорат. Последнее, возможно, соответствует сезонным колебаниям роста водорослевых органогенных массивов.

Следовательно, на разных этапах развития позднедевонского бассейна Волгоградского Поволжья структура экосистем была неодинаковой. Значительно повысилась там роль субцилиндрических строматопорат. Развиваясь на обширных участках мелкого моря с несколько пониженной соленостью вод весьма бурно, они вытеснили все другие роды строматопорат. Изменился таксономический и экологический состав амфипор. В частности, в зоне стеллопорового луга и развитого в его пределах биогерма возникло количественное и качественное разнообразие рода *Stelloroga*, а в зоне водорослевых массивов и тех же биогермов — родов *Novitella*, *Clathrodictyella* (?).

## Л и т е р а т у р а

1. Богоявленская О. В. Строматопораты: морфология, систематическое положение, классификация и стратиграфическое значение. Автореф. докт. дис. М., 1976. 31 с.
2. Богоявленская О. В. Экологические типы строматопорат силурийского бассейна Подолии // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофации. Новосибирск, 1982. С. 115–125.
3. Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М., 1957. 124 с.
4. Осипова А. И., Геккер Р. Ф. Влияние абиотических факторов на состав биоты и формообразование в древних бассейнах // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Тезисы докладов XXIX сессии ВПО 24–28 января 1983 г. Л., 1983. С. 44–46.
5. Чувашов Б. И. История развития и биомическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М., 1968. 130 с.

6. Fischbuch N.R. Amphipora and Euryamphipora (Stromatoporoida) from the Devonian of Western Canada // Paleontology. 1970. Vol. 13. P. 64–75.
7. Flügel E. Die Gattung Astinostroma Nicholson und ihre Arten (Stromatoporoida) // Ann. Naturhist. Museum Wien. 1959. Bd 63. S. 1–202.

**В. Е. Полякова**

## **ВЛИЯНИЕ АБИОТИЧЕСКИХ И БИОТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА СОСТАВ И ОБЛИК ПОЗДНЕСЕРПУХОВСКИХ КОРАЛЛОВ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА**

Наиболее полный разрез верхней части нижнего карбона – серпуховского яруса, на территории СССР находится в Донбассе, где над аналогами протвинского горизонта залегают отложения запалтубинского (от известняка  $D_3$  до известняка  $D_6$  свиты  $C_1^4$  Донбасса) и вознесенского (в объеме комплекса известняков  $D_6$ – $D_7$  той же свиты) горизонтов, соответствующие зонам Eumorphoceras ( $E_2$ ) и Homoceras (H) гониатитовой зональной шкалы [1].

Эти отложения, мощностью около 600 м, представлены песчано-глинистыми прибрежными осадками с частыми карбонатными прослоями, большинство из которых содержит остатки кораллов.

На основании полевых наблюдений, микроскопического исследования известняков и изучения органических остатков, в первую очередь кораллов, автором выделено несколько фациальных типов карбонатных и глинистых пород верхнесерпуховских отложений Донецкого бассейна. При этом анализировался таксономический состав кораллов, их количественные соотношения, внешний облик, особенности внутреннего строения, характер сохранности.

Выделены следующие фациальные типы карбонатных и глинистых пород: 1) фация мелководных карбонатно-терригенных илов; 2) фация приливно-отливной зоны с сильным прибоем; 3) фация приливно-отливной зоны со слабым прибоем; 4) фация криноидных лугов; 5) фация береговых рифов; 6) фация строматолитовых лагун; 7) фация иловой бухты; 8) фация карбонатных илов открытого моря и удаленных от берега отмелей; 9) фация относительно глубоководных илов; 10) фация смешанного типа, возникновение которой обусловлено землетрясением.

При установлении фациальных типов пород нами были использованы работы Д. В. Наливкина, А. И. Осиповой, М. Рожковской, В. Сандо, Ф. Тейлора и др. [2, 3, 4, 5, 6]. Некоторые из этих фациальных типов рассмотрены ниже.

### **Фация мелководных карбонатно-терригенных илов**

К этой фации мы относим маломощные толщи серых и палево-серых тонколистоватых аргиллитов с растительным детритом и с остатками небольших брахиопод, криноидей, двустворок, колоний мшанок, немногочисленных мелких одиночных кораллов – *Fasciculophyllum* ex gr.



repressum Schindewolf, Leonardophyllum einori Pol., sp. nov., изредка Arachnolasma cylindricum Yu, Aulokoninckophyllum carinatum (Carr.). Форма кораллов узкоконическая, прямая, нижний кончик заострен, сохранилась голотека с хорошо заметной скульптурой. Осевые структуры и септы приподняты над краем чашечки. Характер осадка, органические остатки и тип разреза позволяют предположить, что терригенное осадконакопление происходило в очень мелком прибрежном бассейне в относительно спокойной водной среде.

### **Фация приливо-отливной зоны с сильным прибоем**

К этой фации отнесены глинистые, местами песчаные известняки, в которых встречаются хорошо окатанные крупные зерна кварца и крупная глинистая галька. Органические остатки встречены в основном в виде обломков: много брахиопод и кораллов, изредка встречаются двустворки, трилобиты, гониатиты. Много водорослей, обволакивающих обломки кораллов, а также имеющих форму небольших желваков. Кораллы участками встречаются в изобилии — одиночные кораллы, разломанные вдоль по оси, окатанные, с разрушенной периферической зоной, колониальные кораллы в виде небольших обломков колоний или отдельных кораллов, обросших водорослями. В прижизненном состоянии захоронены пателлоидные, „луговичные” кораллы, которые при ударе волн не отрывались от субстрата и не ломались. Осадконакопление происходило в обстановке прибрежного теплого неглубокого моря с хорошим освещением и аэрацией, с сильным движением водных масс.

### **Фация приливо-отливной зоны со слабым прибоем**

К этой фации отнесены детритовые мелкообломочные известняки. Мелкий детрит распределен слоями, параллельными плоскостям напластования. Наличие обрастающих водорослей, водорослевых желваков, крупных раковин брахиопод гигантопродуктусов, следов жизнедеятельности червей зоофикус говорит о том, что осадконакопление происходило на неглубоких прибрежных участках моря, где не было течений, а прибой и волновое движение незначительной силы. Изредка встречаются обломки небольших одиночных кораллов с обломанной нижней частью и слегка стертой эпитекой. Среди них найдены формы с диссипиментами и без них. Обломки, по-видимому, были перенесены на небольшие расстояния.

### **Фация криноидных лугов**

К этому типу отнесены буровато-серые, часто ожелезненные известняки, переполненные обломками стеблей криноидей, реже табличками чашечек. Кроме криноидей встречены грубозернистые брахиоподы и редко небольшие колонии мшанок, мелкие гастроподы, остракоды,

иглы и таблички морских ежей. Кораллы встречаются изредка в виде небольших окатанных обломков одиночных ругоз. По-видимому, при обширном распространении криноидей кораллы, являющиеся, как и криноидеи, вторичными консументами, почти полностью вытесняются последними. Осадконакопление происходило на участках моря с твердым субстратом на глубинах от 10 до 60 м.

### **Фация строматолитовых лагун**

К этой фации отнесены светло-серые толстоплитчатые известняки непостоянной мощности, образующие раздувы до нескольких метров. Текстура обычно комковатая. В большом количестве в породе содержатся уплощенные строматолитовые постройки и мелкие желваки типа *Osagia*. Органические остатки встречаются отдельными скоплениями, включающими обычно представителей одного вида. Наиболее часто это скопления брахиопод, особенно мелких гладких форм. Раковины не разрушены, ориентированы в различных направлениях. Встречаются также трилобиты, мшанки, остракоды, криноидеи, морские ежи, изредка гониатиты и кораллы, из которых наиболее обилен и типичен *Amplexus coralloides* Sow. — стенофациальная форма, приуроченная к водорослевым рифам разного возраста. Это тонкие длинные цилиндрические кораллы, коленчато изгибающиеся, с хорошо сохранившейся голотеклой. Возможно, этот коралл, извиваясь, огибал водорослевые постройки. Кроме этого вида найдены в единичных экземплярах небольшие колонии *Ch. (Boswellia) heritschi* Sok., *Siphonodendron asiatica* (Y. et H.), *Aulina rotiformis* Smith и небольших размеров одиночные кораллы — *Aulokoninckophyllum carinatum* (Carr).

По-видимому, осадконакопление происходило в лагуне, заросшей водорослями, образующими слоистые подушкообразные структуры. К поверхностям водорослей, покрытым слизью, прилипали частички кальцита. Движения воды почти не было, но при небольшой глубине освещенность и насыщенность кислородом были хорошими. Брахиоподы, мшанки, криноидеи, редкие кораллы селились группами в промежутках между водорослевыми постройками. Амплексусы огибали их. Ежи и трилобиты ползали между ними. Режим этот временами нарушался поступлением в лагуны чистых вод нормальной солености.

### **Фация иловой бухты**

К этой фации относятся небольшой мощности сильно глинистые тонкоплитчатые известняки местами со значительной примесью песчаных частиц. Органические остатки встречаются не повсеместно, а скоплениями: обрастающие водоросли, мелкие брахиоподы, карликовые двустворки, гастроподы и гониатиты, иглы морских ежей. Кораллы также встречаются скоплениями — это одиночные ругозы, реже табуляты угнетенного облика. Одиночные кораллы небольших размеров, скелетные

элементы их очень тонкие и искривленные, на их протяжении несколько раз меняется ось роста, наблюдаются очень резкие пережимы, большой рубец прикрепления располагается обычно сбоку. Нет никаких признаков почкования. Голотека хорошо сохранена, с тонкой волнистой поперечной скульптурой. Табуляты стелются по каким-либо поверхностям, как *Mastopora postera* Pol., либо колонии их (*Pleurodictyum corneolus* Pol., sp. nov.) имеют совершенно необычную узкоконическую форму, причем сложена колония всего 2—3 кораллитами, покрытыми толстой эпитекой. Колониальных кораллов нет. Карбонатно-глинистое осадконакопление происходило очень интенсивно на небольших глубинах в бухтах или лиманах при слабом движении воды, плохой соленности и аэрации.

### **Фация карбонатных илов открытого моря и удаленные от берега отмели**

Это темно-серые, плотные известняки, хорошо выдержанные по простирацию как по мощности, так и по фациальному типу. Подошва — мелководные алевролиты и мелкозернистые песчаники, кровля — относительно глубоководные аргиллиты. В известняках содержится большое количество органических остатков, в основном кораллов, крупных брахиопод (гигантопродуктусов) и водорослей, особенно обрастающих. В нижней песчанистой части пластов, отложившейся в более мелководных условиях, встречены поселившиеся на раковинах брахиопод и непосредственно на субстрате небольшие колонии пластинчатых хететид [*Ch. (Chaetetiporella) sokolovi* Vass., *Ch. (Chaetetiporella) tschernyschevi* Vass.] и строматопорат (*Kyklopora kalmiusensis* Bog.).

На колониях хететид иногда нарастали водоросли, на которых снова селились хететиды. В средней и верхней части пластов найдены сферические, довольно высокие колонии хететид [*Chaetetes tikhii* Sok., *Ch. septosus* (Flem.), *Ch. (Boswellia) heritschi* Sok., *Ch. (Boswellia) boswelli* Her.] и многочисленные одиночные и колониальные ругозы. Одиночные ругозы разнообразны по таксономическому составу. Резко преобладают кораллы со сложной осевой зоной, особенно дибуофиллумы (*Dibunophyllum bipartitum* McCoy, *D. dobroljubovae* Vass., *D. derbiensisforme* Vass., *D. grandicolumnatum* Dobr.) и нервофиллумы (*Nervophyllum beschevensis* Vass.), реже встречаются *Arachnolasma*, *Aulokoninckophyllum*, *Gangamophyllum*, *Zakowia*, *Axophyllum*, *Rodophyllum*. Одиночные кораллы без осевой структуры малочисленны и представлены *Adamanophyllum*, *Zaphriphyllum*, *Caninia*, *Caninophyllum*, *Palaeosmia*. Все одиночные кораллы средних размеров, диаметр около 30 мм, коноцилиндрической формы, слегка согнутые. Эпитека хорошо сохранилась, а голотеки не обнаруживаются. Следов переноса, разрушения нет. В нижней части кораллов видна небольшая площадка прикрепления. Очень часто в верхней части коралл покрыт обрастающими водорослями и строматопоратами. Колониальные кораллы представлены массивными и ветвистыми формами. Они также обильны, но менее разнообразны, из массивных форм часто встречаются *Lithostrotion mccoyanum* E. et H., *Aulina rotiformis* Smith, реже

Actinocyathus и Pseudoaulina, из ветвистых — Siphonodendron asiatica (Y. et H.), S. rossicum (Stuck.), очень редко — Lonsdaleia и Diphyphyllum. Ветвистые колонии сложены кораллитами, растущими почти параллельно друг другу, часто наблюдается рамозность. Осадконакопление происходило в теплом, чистом, сравнительно неглубоком бассейне, на значительном удалении от берега, где существовали оптимальные условия для жизни кораллов: постоянное, но умеренное движение воды, хорошая освещенность, достаточная аэрация.

### **Фация относительно глубоководных илов**

К этой фаши отнесены палево-серые тонколистоватые аргиллиты с тонкой горизонтальной слоистостью, в подошве которых залегают известняки открытого моря. В аргиллитах найдены обломки тонких стеблей криноидей, мелкие хрупкие створки брахиопод и двустворок, небольшие колонии мшанок и кораллы. Доминирующими являются одиночные кораллы циатаксониевой группы. Резко преобладает один вид — *Zaphrentites subcarruthersi* Vass. Это маленькие, узкоконические, прямые кораллы. Нижний кончик заострен, чашечки глубокие, овальные, часто сжатые. Хорошо сохранилась голотека с тонкой скульптурой. У представителей рода *Varytichisma* наблюдалось резкое увеличение диаметра коралла возле чашечки и шипы на эпитеке. У форм с осевой зоной — *Leonardophyllum*, *Longiclava*, *Clisiophyllum* — центральная часть возвышается над краем чашечки, заметно закручивание септ и радиальных пластинок против часовой стрелки. Все скелетные элементы тонки. Кроме ругоз найдены тонкие призматические кораллы *Heterophyllia*, которые являются псевдопланктонными организмами и обычно заселяют зоны более глубокие, чем зоны обитания коралловых сообществ, а также значительное количество небольших уплощенных колоний табулят *Palaeacis*, прирастающих к раковинам брахиопод и двустворок. Этот род считается характерным для глубоководных отложений шельфа [5]. По-видимому, осадконакопление происходило в спокойных водах глубокой части шельфа.

Большое разнообразие фашиальных типов верхнесерпуховских отложений Донецкого бассейна и их быстрая смена свидетельствуют о том, что осадконакопление происходило в районе повышенной тектонической активности с очень быстрым осадконакоплением.

Кораллы из верхнесерпуховских отложений Донбасса обладают некоторыми морфологическими особенностями, которые являются реакцией организмов на условия существования в бассейне такого типа. Эти особенности в основном проявляются во внешней форме кораллов и в меньшей мере в деталях внутреннего строения. К этим особенностям относится стабильность диаметра кораллов разных таксонов, часто наблюдаемая овальная форма поперечного сечения, расщепление септ, расслоение стенок, выпячивание осевых структур в чашечке коралла, закручивание септ и радиальных пластинок, рамозность у колониальных кораллов, а также слабо выраженное почкование.

Различия в облике и видовом составе кораллов, найденных в известняках одного или близкого фациального типа, незначительны и касаются в основном количественного распределения видов. Различия же в ассоциациях кораллов разнофациальных отложений очень существенны и по внешнему облику, и по видовому составу, и по количественному распределению.

Из биотических факторов, оказывающих влияние на распределение кораллов, следует отметить антагонизм кораллов и криноидей. И те и другие нуждаются примерно в одинаковых условиях обитания и в одинаковой пище и, по-видимому, личинки кораллов не селились в зарослях криноидей. Большой интерес представляют взаимоотношения кораллов и водорослей. Кораллы очень часто обрастают водорослями, и это обрастание приводит к гибели кораллов, прерывая рост как одиночных, так и небольших молодых колоний.

### Л и т е р а т у р а

1. Айзенберг Д. Е., Бражникова Н. Е. Верхнесерпуховские отложения Донбасса и их место в стратиграфической шкале СССР // Шкала каменноугольной системы в свете современных данных. М., 1982. С. 58–77.
2. Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.–Л., 1956. 534 с.
3. Осипова А. И., Геккер Р. Ф., Бельская Т. Н., Кабакович Н. В. Типы местообитания и донные сообщества в визейских морях Русской платформы // Литология и тектоника каменноугольных отложений. Труды VIII международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. Т. 6. М., 1980. С. 128–134.
4. Rozkowska M. On Upper Devonian habitats of Rugose corals // Acta Paleontologica Polonica. 1980. Vol. 25. № 3–4. P. 597–611.
5. Sando W. The paleoecology of Mississippian corals in the Western Conterminous United States // Acta Paleontologica Polonica. 1980. Vol. 25. № 3–4. P. 619–631.
6. Taylor F. The Lower carboniferous coral environments of Derbyshire and adjacent areas // The Mercian Geologist. 1972. Vol. 4. № 2. P. 81–95.

Л. Н. Петерсон

### ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КАМЕННОУГОЛЬНОЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Настоящая статья является результатом многолетних (1959–1985 гг.) исследований, производившихся автором по изучению микроспор из каменноугольных отложений Тунгусской синеклизы. Выделены следующие зональные комплексы (снизу вверх):

1. Комплекс с *Lycospora* spp. – *Retusotriletes coniferus*;
2. Комплекс с *Remysporites psilopterus* – *Florinites grandis*;
3. Комплекс с *Cyclobaculisporites trichacanthus* – *Vallatisporites radiatus*;
4. Комплекс с *Remysporites* – *Calamospora*.

1. Комплекс с *Lycospora* spp. — *Retusotriletes coniferus* характеризуются обилием (40–60%) спор *Lycospora* и *Densosporites*, относимых большинством палинологов к лепидофитам. Значительное место (12%) занимают споры рода *Retusotriletes* (*R. coniferus* Kedo, *R. setosus* Kedo, *R. granulatus* Pash., *R. communis* Naum.). Заметную роль играют виды *Trachytriletes punctulatus* (Waltz) Isch., *Granisporites testiculatus* Lub., *Stenozonitretes laevigatus* Naum., *Acanthotriletes dominans* Kedo, *Spelaotriletes baculatus* Pet., *Hymenozonitretes submirabilis* Jush., *H. flavus* Kedo, *Archaeozonitretes multiplicabilis* Kedo.

В Тунгусской синеклизе этот комплекс впервые выделен автором [3, 9, 10] из зеленых и зеленовато-серых туфогенных посчаников тушамской свиты и зеленовато-серых известковистых алевролитов шушукской свиты. Он сопоставляется с верхотомским споровым комплексом визе Кузбасса. Аналогичный комплекс миоспор в бассейнах рек Непы и Чоны развит в отложениях, ранее выделявшихся под названием челедуйской свиты [4]. Растительность визейского времени по берегам крупного пресноводного Енисейско-Вилуйского прогиба была представлена в основном древовидными и травянистыми лепидофитами [8]. Древовидные лепидофиты имели многолетние моноксилитические стволы, указывающие на существование безморозного, субтропического климата.

2. Комплекс с *Remysporites psilopterus* — *Florinites grandis* характеризуется появлением одномешковой пыльцы *Florinites grandis* (Lub.) Dibn., *F. macropterus* (Lub.) Dibn., *F. longus* (Kov.) Lub., пыльцы кордаитов *Cordaitina rotata* (Lub.) Sam., *Libumella rugulifera* (Lub.) Dibn., ребристой пыльцы *Vittatina striata* Lub., *Striatoconiferus* sp. Преобладают споры плауновых *Remysporites psilopterus* Lub. и *R. mirabilis* Lub. Характерными являются споры папоротниковых *Planisporites mollis* Lub., *Cyclogranisporites larvatus* (Lub.) Pet., *Apiculiretusispora ciliaris* Pet., *Capillatisporites lunatus* (Kust.) Andr., *Verrucosisporites scrobiculatus* (Lub.) Pot. et Kr., *V. ermacovianus* (Lov.) Lub.

Изученный миоспоровый комплекс выделен из каолинит-халцедоновых отложений (мурминской, узкой и янготойской свит) янготойского горизонта Приангарья [1, 5]. Он сопоставляется с комплексом каезовской свиты Кузбасса башкирского возраста, комплексом сохельской свиты Минусинского бассейна и комплексом улатогинской свиты восточной части Тунгусской синеклизы.

В Тунгусском палеобассейне в башкирское время кордаиты становятся основными представителями растительности. Роль лепидофитов сильно уменьшается. Кольца прироста на древесине кордаитов указывают на умеренный климат, в условиях которого на обширных равнинах с пресными озерами, дельтами и болотами началось верхнепалеозойское углекислое накопление.

3. Комплекс с *Cyclobaculisporites trichacanthus* — *Vallatisporites radiatus* отличается резким преобладанием (20–50%) грубобугорчатых спор рода *Cyclobaculisporites* Bhard. (*C. trichacanthus* Lub., *C. gibberulus* Lub. и *C. pallens* Lub.), обилием (до 30%) вида *Vallatisporites radiatus* (Lub.) Pet. В комплексе много спор *Remysporites psilopterus* Lub. и *R. mirabilis* Lub. Характерными являются миоспоры *Turrisporites resistens* Lub.,

*T. rigidispinosus* Lub., *Verrucosisporites verrucosus* Ibr., *V. rubiginosus* Lub., *V. phaleratus* (Lub.) Pash., *V. ermacovianus* (Kov.) Lub., *Reticulatisporites reticulatus* Ibr., *Foveolatisporites perforatus* Lub., *Granulatisporites piroformis* Loose. Увеличивается количество и разнообразие пыльцы кордаитов и древних хвойных. Типичны миоспоры рода *Tetraporina* Naum., акритархи *Zonaletes saccatus* Troschk. и водоросли *Pastillus cellulosus* Zal.

Этот комплекс является самым богатым по видовому разнообразию [9]. Он сопоставляется с мазуровским комплексом московского (?) яруса Кузбасса [2] и черногорским комплексом Минусинского бассейна [7].

Приведенным комплексом охарактеризована нижнекатская подсвита Тунгусской синеклизы, где она представлена тонким переслаиванием песчаников, алевролитов и углей, которые сформировались в мелководном пресноводном бассейне, в условиях гумидного климата.

4. Комплекс с *Remysporites* – *Calamospora* характеризуется преобладанием (до 30%) спор с широким тонким периспорием рода *Remysporites* Bhard. и спор с гладкой эскиной инфратурмы *Laevigati* (20–25%), представляющих виды *Calamospora microrugosa* (Ibr.) S. W. B., *Nigrisporites nigritellus* (Lub.) Osch., *N. nigrotuberculatus* Lub., *Leiotriletes inermis* (Waltz) Naum. В комплексе резко уменьшается количество грубобугорчатых спор *Cyclobaculisporites trichacanthus* Lub., исчезают многие карбоновые виды. Появляются в небольшом количестве мелкобугорчатые и мелкошиповатые споры папоротниковых пермского облика [*Cyclogranisporites polypyrenus* (Lub.) Siv., *Granulatisporites pulvigerus* Lub., *G. parviverrucosus* (Loose) Pot. et Kr., *Acanthotriletes parvispinus* (Lub.) Isch., *A. rectispinus* (Lub.) Isch.]. Увеличивается количество (до 25%) и видовое разнообразие пыльцы кордаитов, появляется пыльца саговых.

Приведенный комплекс выделен из верхнекатской подсвиты и анакитской свиты Тунгусской синеклизы, представленных полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и углей, которые сформировались в условиях гумидного климата на площади заболачиваемых заливов и лагун, где происходило угленакопление. Он сопоставляется с алыкаевским миоспоровым комплексом верхнего карбона Кузбасса [2].

Изученные нами комплексы миоспор прослеживаются во всех районах Тунгусского бассейна. Они хорошо сопоставляются с комплексами карбона Кузбасса и Минусинской котловины и, таким образом, являются зональными.

Нашими исследованиями установлено, что растительность Тунгусского палеобассейна в каменноугольное время пережила два крупных этапа в результате эволюционной сукцессии. Визейский миоспоровый комплекс резко отличается от средне-верхнекаменноугольных, имеющих между собой большое сходство. В них доминируют одни и те же, характерные для угленосного карбона Сибири роды спор *Cyclobaculisporites*, *Remysporites*, *Turrisporites* и *Verrucosisporites*. В них появляется пыльца голосеменных растений, она представлена родами *Florinites*, *Plicatipollenites*, *Potoniesporites*, *Cordaitina*, *Vestigisporites*, *Protopinus*, в верхнекаменноугольном комплексе появляется пыльца саговых *Entylissa* и

Marsupipollenites. В визейском комплексе, в отличие от более молодых, полностью отсутствует пыльца голосеменных растений и споры родов *Turrisporites*, *Remysporites*, *Cyclobaculisporites*; но обильны споры лепидофитов.

Таким образом, в изменении состава миоспор карбона на Сибирской платформе при переходе от визейского комплекса *Lycospora* spp. – *Retuotriletes coniferus* к башкирскому комплексу *Remysporites psilopterus* – *Florinites grandis*, четко фиксируется рубеж, соответствующий смене лепидофитовой растительной формации на кордантовую. Предбашкирское время было переломным моментом в развитии тунгусской растительности, в башкирское время заложились основа типичных для всего угленосного карбона Сибири палинофлор.

В разрезе карбона Тунгусской синеклизы на границе двух этапов развития растительности отмечается значительный перерыв в отложениях, подчеркнутый наличием кор выветривания. Первый этап соответствует бассейновому осадконакоплению, второй связан с началом мощного континентального угленакопления на Сибирской платформе.

#### Л и т е р а т у р а

1. Ананьев В. А., Богуш О. И., Вааг О. В. и др. Нижний карбон Средней Сибири. Новосибирск, 1980. 220 с.
2. Дрягина Л. Л. Палинологическая характеристика балахонской серии // Путеводитель экскурсий по разрезам палеозойских и мезозойских отложений Кузбасса. Новосибирск, 1971. С. 22–23, 28–33.
3. Крюков А. В., Петерсон Л. Н. Новый тип разреза основания верхнепалеозойского чехла в Тунгусской синеклизе // Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 3. С. 863–865.
4. Кулакова И. Н., Филимонова Л. А., Кулаков М. А. Турнейские споровые комплексы и отложения юго-восточной окраины Тунгусской синеклизы // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Тезисы докладов. Иркутск, 1974. С. 52–55.
5. Медведева А. М. Спорово-пыльцевые комплексы нижних горизонтов тунгусской серии и их стратиграфическое значение. М., 1960. 162 с.
6. Нейбург М. Ф. О тушамской свите Тунгусского бассейна – аналоге острогской свиты Кузбасса // Докл. АН СССР. 1956. Т. 110, № 2. С. 267–268.
7. Ошуркова М. В. Особенности позднепалеозойских комплексов микроспор Тунгусской флористической области на примере Минусинского бассейна // Палинологический метод в стратиграфии. Л., 1973. С. 15–27.
8. Палеогеография СССР. Т. 2. М., 1975. 179 с.
9. Петерсон Л. Н. Палинологическая характеристика отложений карбона в Тунгусском бассейне // Общие проблемы стратиграфии каменноугольных отложений. Труды VIII Междунар. конгресса по стратиграфии и геологии карбона. Т. 1. М., 1978. С. 250–252.
10. Петерсон Л. Н. Миоспоровый комплекс тушамской свиты (Тунгусский бассейн) // Палинология в СССР (статьи советских палинологов к V Междунар. палинологической конференции). М., 1980. С. 57–58.



## ЛАНДШАФТЫ СРЕДНЕГО КАРБОНА ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Реконструкция ландшафтов среднего карбона Донецкого бассейна стала возможной благодаря детальным фаціальным исследованиям [1] и изучению особенностей дифференциации растительного покрова в области седиментации [2, 3, 5, 6] и в пределах прилегающих областей сноса [4].

В среднем карбоне Донецкий бассейн представлял собой приморскую равнину, которая периодически затапливалась морем. При этом более или менее стабильный морской бассейн (залив Восточно-Русского моря) располагался к северу (южный склон Воронежской антеклизы) и востоку (восточное продолжение Донбасса) от бассейна, в то время как в районе Украинского щита располагалась возвышенная суша — область денудации. Отсюда стекали многочисленные реки, приносившие терригенный материал на площадь бассейна, погружавшегося со средней скоростью около 0.3 мм в год.

Господствовавший на протяжении среднего карбона колебательный режим явился причиной многократной смены обстановок. В периоды максимальных регрессий в пределах бассейна возникал последовательный ряд обстановок, характеризующихся специфическими физико-географическими условиями и устойчиво повторяющихся во времени. Последнее обстоятельство свидетельствует об относительном однообразии ландшафтообразующих факторов, действовавших на протяжении среднего карбона.

Основными абиотическими ландшафтообразующими факторами для среднего карбона Донбасса следует считать гидрологический режим, геоморфологические и эдафические условия, климатические особенности. Мощным ландшафтообразующим фактором уже в это время стал растительный покров — основной биотический фактор, определяющий облик среднекаменноугольных ландшафтов.

Следуя от морского побережья к области денудации, можно выделить ряд закономерно сменяющихся друг друга ландшафтов, генетически связанных между собой: А — ландшафт сильно обводненной прибрежной низменности, отличающийся развитием монотаксонных ассоциаций полуводных растений — гидрофитов; Б — ландшафт частично обводненной приморской низменности, характеризующийся широким развитием пресноводных озер и мозаичных фитоценозов с доминирующими лепидофитами и каламитами; В — ландшафт заболоченных приморских низменностей, отличающийся широким распространением лепидофитовых торфообразующих растительных сообществ; Г — ландшафт относительно возвышенных участков прибрежной низменности с пресноводными озерами и лепидофитово-папоротниково-птеридоспермовыми фитоценозами; Д — ландшафт наиболее возвышенных участков бассейна седиментации, характеризующийся в основном птеридоспермовыми фитоценозами. Остановимся на более подробной их характеристике.



Рис. 1. Ландшафт А.

### Ландшафт А (рис. 1)<sup>1</sup>

**Ареал** — прибрежная низменность.

**Рельеф** — нерасчлененная равнина.

**Эдафические условия** — разнообразны, в большинстве случаев это отложения регрессирующего моря, чаще всего алевриты или глины, реже пески и известковый ил.

**Гидрологический режим** — низменность сильно обводнена, широко распространены мелкие пресноводные озера, вода у морского побережья, по всей вероятности, сильно опреснена.

**Биоценозы** — моноксонные ассоциации гидрофильных растений — каламитов.

**Особенности развития** — ландшафты А возникали в период регрессий в пределах сильно опресненных морских побережий, характеризующихся также развитием пресноводных озер. Гидрофильные каламиты выступают в качестве первых колонизаторов участков суши, высвободившихся в период регрессии. Ландшафты А относительно недолговечны, так как в дальнейшем здесь получают развитие ландшафты Б или В. В некоторых случаях ландшафты А при регрессии не возникали, что, по всей вероятности, связано с неблагоприятными гидрологическими условиями (отсутствие пресноводных водоемов, повышенная соленость воды у морских побережий).

<sup>1</sup> Рисунки выполнены автором.



Рис. 2. Ландшафт Б.

### Ландшафт Б (рис.2)

Ареал — приморская низменность.

Рельеф — нерасчлененная равнина.

Эдафические условия — литогенная основа — алевроиты, глины, реже пески и известковый ил.

Гидрологический режим — в пределах низменности получают развитие многочисленные мелкие пресноводные озера, субстрат, по всей вероятности, обильно насыщен влагой.

Биоценозы — лепидофитово-каламитовые мозаичные фитоценозы двухъярусного строения (с преобладанием в первом ярусе лепидофитов, во втором — каламитов), эдификаторы — лепидофиты. В качестве второстепенных элементов в фитоценозах могли присутствовать влаголюбивые папоротники и птеридоспермы. В озерах иногда получали развитие биоценозы пресноводных пластинчатожаберных моллюсков и ракообразных.

Особенности развития — ландшафт Б является дальнейшим развитием ландшафта А. Его возникновение связано с проникновением в приморскую низину лепидофитов, быстро распространяющихся в ее пределах. Мозаичное распространение фитоценозов обусловлено узкой специализацией растений по отношению к влаге — фитоценозы получают развитие у побережий пресноводных озер. Ландшафт Б постоянно предшествует развитию ландшафта В, отвечая первой стадии заболачивания приморской низменности. Как показали детальные



Рис. 3. Ландшафт В.

исследования [2], ширина ландшафтной зоны Б могла составлять несколько десятков километров при значительной протяженности. В районах интенсивного развития фитоценозов иногда возникали маломощные угольные прослои линзовидного залегания. Наличие их может служить поисковым критерием на уголь — угольный пласт рабочей мощности может располагаться только в той стороне от ландшафтной зоны Б, где иногда получает развитие устойчивый болотный режим, то есть в нашем случае к югу от нее. Однако при неблагоприятных условиях развития болотной растительности ее распространение ограничивается фазой фрагментарного заболачивания приморской низменности.

#### Ландшафт В (рис. 3)

**Ареал** — приморская низменность.

**Рельеф** — нерасчлененная равнина.

**Эдафические условия** — литогенная основа — глины, алевроиты, пески; возникновение по мере развития ландшафта мощной торфяной массы (до 5–7 м)<sup>1</sup>.

**Гидрологический режим** — в пределах ландшафтной зоны субстрат перенасыщен влагой.

**Биоценозы** — лепидофитовые формации, состоящие из трех ярусов. В первом преобладают лепидодендроны и сигилиярии, во втором — каламиты, в третьем — влаголюбивые папоротники и птеридоспермы.

<sup>1</sup> Торфяная масса в процессе диагенеза уплотнена в 5–7 раз.



Рис. 4. Ландшафт Г.

Эдификаторы — лепидофиты. Судя по расположению инситных стигмарий, эдификаторы смыкались кронами, что создавало неблагоприятные условия для существенного развития подлеска в связи с дефицитом света. В редких случаях в пресноводных водоемах могли получить развитие биоценозы пластинчатожаберных моллюсков.

Особенности развития — развитие ландшафта В определялось преимущественно такими факторами, как влага и тепло, что характерно особенно для второй половины среднего карбона Донбасса. Во время образования свит  $C_2^0$ ,  $C_2^1$ ,  $C_2^2$ , частично  $C_2^3$  и  $C_3^1$  ландшафты В не получают существенного развития, что определяет малую угленосность указанных свит. Как удалось установить в результате детальных фациальных исследований [2], ширина ландшафтной зоны В могла составлять до нескольких десятков километров при значительной протяженности. По всей вероятности, каменноугольные лепидофиты могли произрастать только на минеральном субстрате. При накоплении значительного объема торфяной массы сообщество прекращало свое существование [6]. В пределах биотопа получали развитие растения, не требовательные к эдафическим условиям.

#### Ландшафт Г (рис. 4)

Р е а л — слабо возвышенная приморская равнина.

Р е л ь е ф — незначительно расчлененная равнина.

Э д а ф и ч е с к и е у с л о в и я — литогенная основа — преимущественно глины, алевроиты, пески.



Рис. 5. Ландшафт Д.

Гидрологический режим — субстрат насыщен влагой преимущественно в пределах пониженных участков; в пределах ландшафтной зоны широко развиты пресноводные озера.

Биоценозы — растительность представлена лепидофитово-папоротниково-птеридоспермовыми фитоценозами и отличается наибольшей видовой насыщенностью (в некоторых случаях до 30 видов). Строение фитоценозов трехъярусное. В первом ярусе преобладают лепидофиты, во втором — древовидные папоротники, в третьем — кустистые папоротники и птеридоспермы. В некоторых случаях наблюдается мозаичное расположение фитоценозов, получающих развитие только в наиболее влажных частях ландшафтной зоны. В пресноводных водоемах довольно часто развиваются биоценозы пресноводных моллюсков и ракообразных. В пределах зоны были распространены также насекомые, преимущественно стрекозы.

Особенности развития — ландшафт Г характеризуется распространением переходных ценозов, развитых между зоной болот и наиболее возвышенными участками приморской низины в пределах области седиментации. При неблагоприятных условиях для возникновения торфяного болота (дефицит влаги) ландшафт Г в ряде случаев получал развитие вблизи береговой линии моря, непосредственно примыкая к ландшафту А. Ширина ландшафтной зоны Г во всех случаях невелика (сотни метров). В ряде случаев ландшафт В непосредственно примыкает к ландшафту Д, т. е. в общем ряду ландшафтов наблюдается выпадение компонента В.

## Ландшафт Д (рис. 5)

Ареал — наиболее возвышенные участки области седиментации.

Рельеф — слабо расчлененная, незначительно всхолмленная равнина.

Эдафические условия — такие же, как и для ландшафта Г.

Гидрологический режим — наименее обводненная часть области седиментации; в пределах ландшафтной зоны расположены пресноводные озера.

Биоценозы — растительность характеризуется развитием птеридоспермовых фитоценозов, представленных преимущественно кустистыми, значительно реже мелкими древесными жизненными формами. У побережья озер произрастают каламиты. Лепидофиты в пределах ландшафтной зоны редки и распространены только в наиболее обводненных ее частях. В пресноводных озерах развиты сообщества пресноводных пластинчатожаберных моллюсков, ракообразных. В пределах зоны довольно часто встречаются насекомые. При неблагоприятных условиях (отсутствие влаги) растения редки или же могут вовсе отсутствовать.

Особенности развития — ландшафт Д на протяжении среднего карбона был наиболее устойчив при неблагоприятных условиях увлажнения, получая развитие в прибрежной части моря, когда все другие компоненты ландшафтного ряда отсутствовали. В этом случае [6] в пределах ландшафтной зоны Д могли возникать маломощные залежи торфа. Птеридоспермовые растительные сообщества были представлены наиболее быстро изменяющимися во времени таксонами. Поэтому данные об их развитии для среднего карбона имеют первостепенное значение для стратиграфии.

На протяжении среднего карбона наиболее существенно проявляется климатический ландшафтообразующий фактор. Как известно [3, 4], в это время господствовал теплый и влажный климат, способствующий бурному развитию растительного покрова. Поэтому в большинстве случаев на территории Донецкого бассейна присутствовали все компоненты ландшафтного ряда. Однако во время образования свит  $C_2^0 - C_2^2$  отмечаются отдельные этапы, характеризующиеся относительно пониженной влажностью, что приводит к выпадению из ландшафтного ряда некоторых компонентов (преимущественно Б, В и Г).

В конце среднего карбона климат становится относительно сухим и жарким, что заметно сказывается на ландшафтной структуре бассейна. В связи с вымиранием узко специализированных по отношению к влаге древовидных лепидофитов постепенно сокращается удельный вес ландшафта В, а в самом конце среднего карбона он вовсе исчезает. Заметно сокращается ареал ландшафта Б, где еще в наиболее обводненных местах находят прибежище гигрофильные лепидофиты.

В то же время аридизация климата существенным образом не сказалась на развитии ландшафта А в связи с тем, что гигрофильные каламиты, будучи жителями распресненных морских побережий и других пресноводных водоемов, на протяжении позднего карбона и первой

половины перми еще не испытывают последствий аридизации, наиболее полно проявившейся в пределах плакорных местообитаний.

Существенные изменения произошли также в ландшафтной зоне Д. Претерпел изменение состав распространенных здесь растительных сообществ. Основной доминирующей группой стали здесь древовидные папоротники, пришедшие на смену птеридоспермам. Кроме того, значительно расширился ареал этой зоны, которая распространилась практически на всю область седиментации. Таким образом, к концу среднего карбона на территории бассейна господствовали в основном два ландшафта. Первый из них существенным образом не отличался от ландшафта А первой половины среднего карбона. Второй ландшафт был приурочен к слабо возвышенным участкам приморской, незначительно расчлененной равнины, характеризующейся распространением пресноводных озер. Здесь получили развитие ассоциации мезо-гигрофильных древовидных папоротников и птеридоспермов.

На протяжении среднего карбона в пределах приморской равнины неоднократно образовывались речные долины, вдоль которых распространялись сообщества гидрофитов, гигрофитов и гигро-мезофитов. Особенности их развития в настоящее время изучены еще недостаточно, что не позволяет выделить характерные ландшафты для речных долин.

#### Л и т е р а т у р а

1. Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боглюбова Л. И. и др. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. Ч. I. М., 1959. 332 с.
2. Фисуненко О. П. К методике составления карт растительных ландшафтов минувших геологических эпох // Материалы по геологии Донецкого бассейна. М., 1968. С. 80 - 90.
3. Фисуненко О. П. Методика и геологическое значение экологотафономических исследований. Автореф. докт. дис. Киев, 1973. 43 с.
4. Фисуненко О. П. Тафономия и инфрафации // Вопросы тафономии и палеобиологии. Труды XX сессии ВПО. Душанбе, 1978. С. 165 - 173.
5. Фисуненко О. П. Растительные палеосукцессии в карбоне на территории Донецкого бассейна и их возможные причины // Ежегодник ВПО. Т. XXII. Л., 1979. С. 210 - 227.
6. Фисуненко О. П., Снигиревская Н. С. Торфообразующие растительные сообщества среднего карбона Донецкого бассейна // Жизнь на древних континентах. ее становление и развитие. Труды XXIII сессии ВПО. Л., 1981. С. 98 - 106.

**К. Н. Аманниязов**

#### **ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КИМЕРИДЖСКОГО СОЛЕРОДНОГО БАСЕЙНА ЗАПАДНЫХ РАЙОНОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ**

В западных районах Средней Азии отложения кимериджского яруса отличаются от других стратиграфических интервалов богатым содержанием различных видов полезных ископаемых. С ними связаны запасы калийных и поваренных солей, месторождения серы, а также огромные



запасы гипса, ангидрита, мраморовидного известняка и оникса. Необходимо отметить и возможную перспективу межсоловых горизонтов как коллекторов нефти и газа. В этой связи изучение палеогеографии кимериджа имеет важное значение.

Переход от оксфордского к кимериджскому веку характеризовался резким усилением колебательных движений, сменой опусканий поднятиями, что коренным образом изменило палеогеографические условия и характер осадконакопления на Юге СССР.

Кимеридж — это время развития лагун и озер и сульфатно-галогенной седиментации. Территорию Юга СССР можно выделить в единую хомогенную провинцию, состоящую из отдельных более или менее отшнурованных аномальных бассейнов, таких как Северо-Кавказский, Балхано-Копетдагский, Восточно-Туркменский, Арало-Каспийский, Гиссаро-Таджикский. Коренным образом изменяется и тектонический план структурно-седиментационных областей Средней Азии. Среди тектонических колебаний преобладают воздымания, образуется Центральнo-Каракумское поднятие. В начале кимериджского века произошли региональная регрессия моря и возникновение суши в районах Северной и Северо-Западной Туркмении. Море покинуло Западный Устюрт, Туаркыр, Центральные Каракумы. Наступает сокращение и обмеление среднеазиатского бассейна, а в Восточной Туркмении — сильное его засоление.

Кимериджские отложения в пределах Туркменистана на дневной поверхности обнажаются в Гаурдак-Кугитангском районе, в Центральном Копетдаге, на Большом Балхане, Кубадаге. Буровыми скважинами они вскрыты в многочисленных структурах Амударьинской и Мургабской впадин, Бахардокской моноклинали, Заунгузском прогибе, в предгорных районах Копетдага. В пределах Северной Туркмении они вскрыты в структурах Чагаласор, Айбугир, Нурымгыр. За пределами республики отложения кимериджа обнажаются в предгорьях Гиссара, вскрыты они буровыми скважинами также в Бухаро-Каршинской и Душанбинской зонах поднятий, а также в пределах Южномангышлакского прогиба, Северного Устюрта и Южной Эмбы.

В литологическом отношении отложения кимериджа представлены: на востоке — мощной сульфатно-галогенной и сероносной толщей; на юге — карбонатно-сульфатной, а на севере — чередованием терригенных, гипсоангидритовых и карбонатных пород.

Палеонтологически кимериджские отложения охарактеризованы слабо, остатки фауны встречаются очень редко и являются руководящими. Кимериджский возраст некоторых разрезов устанавливается порой условно, путем корреляции с аналогичными отложениями соседних районов, а также по стратиграфическому положению. Наибольшая мощность кимериджа наблюдается в Юго-Восточной Туркмении (гаурдакская свита), где она меняется от 700 до 1070 м. Наименьшая мощность кимериджа наблюдается в Бахардокской моноклинали, в северной зоне Большого Балхана и на Южной Эмбе.

По литологическому составу пород и условиям их накопления в западной части Средней Азии можно выделить следующие структурно-седиментационные области (рис. 1): А) Балхано-Копетдагскую; Б) Амударьинскую; В) Арало-Каспийскую.

#### **А. Балхано-Копетдагская структурно-седиментационная область**

Данная область характеризуется сменой относительно глубоководных морских отложений на лагунно-морские. В пределах этой области выделяются следующие районы: Кубадаг-Западнобалханский, Восточнобалхано-Западнокопетдагский, Центральнокопетдагский, Восточнокопетдагский.

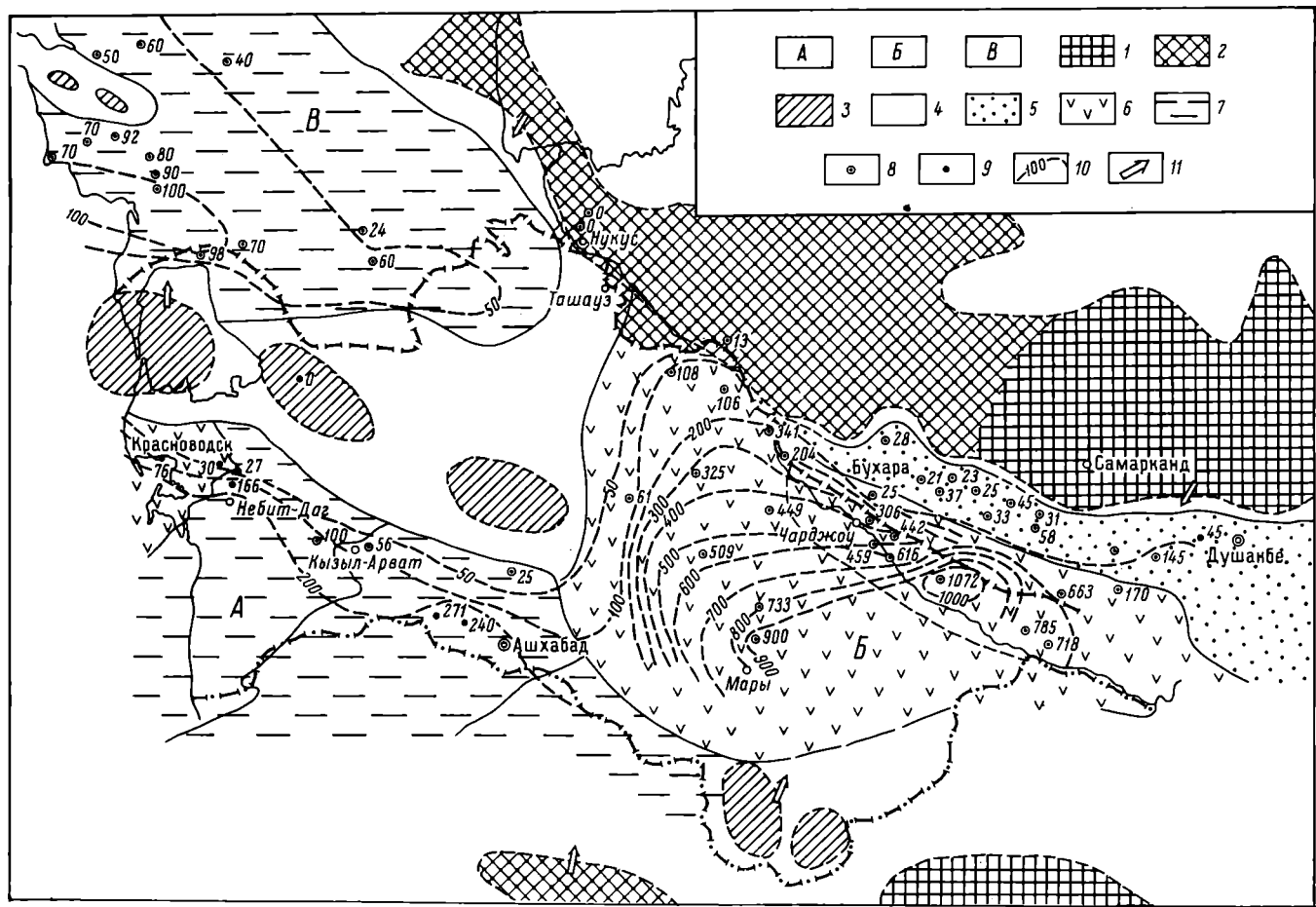
**И. Кубадаг-Западнобалханский район.** Сюда относятся территории Кубадагской антиклинали Красноводского полуострова и разрезы гор Борджаклы, Йыртыкбурун, расположенных в западной части Большого Балхана. В целом район характеризуется широким развитием сульфатных, гипсоангидритовых пород с переслаиванием их с терригенными и терригеннокарбонатными отложениями. Общая мощность кимериджа в Борджаклы – 28 м, Кубасенгире – 76 м, бухте Соймонова – 175 м.

**II. Восточнобалхано-Западнокопетдагский район.** К данному району относится часть Большого Балхана, расположенная к востоку от разреза Борджаклы, а также Западный Копетдаг. Кимеридж Большого Балхана сложен доломитизированными микрозернистыми и зернистыми, иногда слегка песчанистыми известняками. Известняки слоистые, толстослоистые и массивнослоистые. Наибольшее распространение кимериджские отложения имеют на участках Оримлидже, Дагдирим, Ляммабурун. На северном крыле Большого Балхана верхние слои кимериджа сильно размыты (до 20 м). Разрез кимериджа г. Ляммабурун представлен различными типами светлых известняков и доломитов. Мощность кимериджа у Оримлидже – 151 м, Кяриз – 27 м, Огланды – 21,5 м.

В Западном Копетдаге отложения, условно относимые к кимериджскому ярусу, вскрыты бурением в ядре Данатинской структуры и состоят из переслаивания доломитизированных известняков с прослоями ангидритов.

**III. Центральнокопетдагский район.** Кимериджские отложения выделяются нами под названием узынсыртской свиты. Они обнажаются в районе Келята, Коуата и вскрыты буровыми скважинами к югу от Ашхабада, в Фирюзинском ущелье.

В районе ст. Келята узынсыртская свита представлена однообразными тонко- и толстослоистыми известняками серого цвета. Нижняя часть свиты представлена пачкой тонкослоистых, темно-серых, микрозернистых известняков (123 м). Верхняя часть сложена переслаиванием массивных и тонкослоистых известняков (124 м). Свита венчается горизонтом глинистых пород (45 м). Общая мощность 292 м. В районе Коуата наблюдается переслаивание гипсо-ангидритовых пород с темно-серыми, органогенными известняками. Гипсы белые зернистые (2 м).



IV. Восточнокопетдагский район. В пределах Восточного Копетдага отложения кимериджского яруса вскрыты в ядре Гаурдаской антиклинальной структуры и на р. Арчиньян. В отличие от Центральнокопетдагского разреза этих районов характеризуются большой мощностью, а также частым переслаиванием доломитов, доломитизированных глин и известняков. В отличие от Амударьинской области данный район и вся Балхано-Копетдагская область характеризуются отсутствием соленосных толщ.

### Б. Амударьинская структурно-седиментационная область

Выделяемая область подразделяется на три района: Гаурдакский, Бухарский и Восточнотуркменский.

V. К Гаурдакскому району относятся территории Гаурдак-Кугитанга и районы, расположенные вдоль среднего течения Амударьи. Гаурдакский район отличается от Восточнотуркменского наличием в разрезе мощной толщи калийных солей и серы. Здесь обнажается стратотип гаурдакской свиты, которая подразделяется на две подсвиты (рис. 2).

1. Нижнегаурдакская (карбонатно-сульфатная) подсвита. В ней выделяются два горизонта: а) карбонатно-сульфатный, который состоит из мраморовидных, светло-серых ангидритов с прослоями темно-серых песчаных известняков и гипсов. В нижней части этого горизонта происходит локализация серных руд; в средней части имеется два пласта (1—5 м) с включением округлого данбурита; б) сульфатный горизонт — мощная толща гипсоангидритовых пород. Мощность нижней подсвиты 275—410 м.

2. Верхнегаурдакская (хлоридная) подсвита подразделяется на три литологических горизонта: галитовый, калиеносный, верхнесульфатный.

Калиеносный горизонт, в свою очередь, подразделяется на четыре подгоризонта: карналитовый, карналит-сильвинитовый, переходный и покровный. Мощность верхней подсвиты 350—450 м. Общая мощность гаурдакской свиты в стратотипе 625—860 м.

VI. Восточнотуркменский район занимает площадь почти всей территории Мургабской, Заунгузской впадин и северную часть Амударьинской впадины. Литологически кимериджские отложения данного района представлены мощными гипсоангидритовой и соленосной толщами гаурдакской свиты. Данный район отличается от Гаурдакского района отсутствием или слабым проявлением калиеносной фации.

Рис. 1. Карта палеогеографии кимериджа западных районов Средней Азии.

А — Балхано-Копетдагская область, Б — Амударьинская область, В — Арало-Каспийская область. Палеогеографическая обстановка. I — области денудации: 1 — горы высокие и средние, 2 — горы низкие, 3 — возвышенные равнины, 4 — низменные равнины. II — области аккумуляции: 5 — лагуна прибрежная с повышенной соленостью, 6 — лагуна мелководная с повышенной соленостью, 7 — чередование морских и лагунных условий, 8 — мощность по скважинам, 9 — мощность в обнажениях, 10 — линии равных мощностей, 11 — направление сноса.

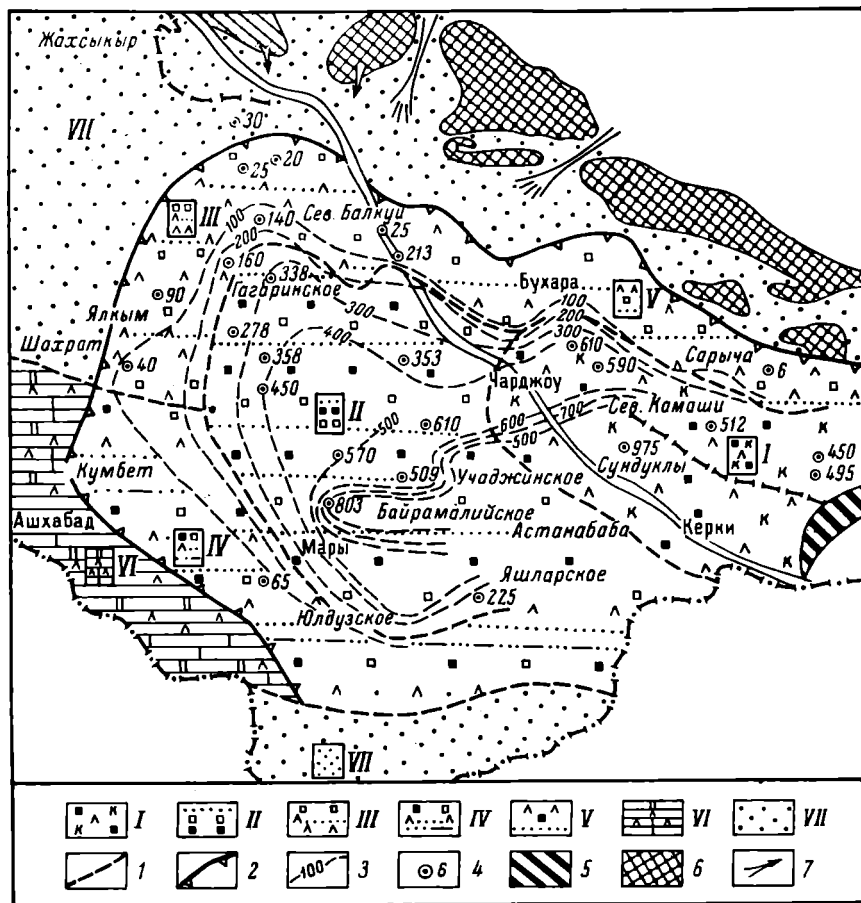


Рис. 2. Карта литофаций и мощностей Амударьинского солеродного бассейна в кериджском веке.

I – зона распространения гаурдакского типа разреза, II – зона распространения байрамалийского типа разреза, III – зона распространения восточно-заунгузского типа разреза, IV – зона распространения шатлыкского типа разреза, V – зона распространения бухарского типа разреза, VI – зона распространения восточно-копетдагского типа разреза, VII – зона отсутствия соленосной толщи. 1 – граница типов разреза, 2 – граница распространения и зоны выклинивания соленосной толщи, 3 – линии равных мощностей, 4 – общая мощность, 5 – естественные выходы карбонатно-соленосной толщи, 6 – область повышенного рельефа и сноса, 7 – направление сноса.

В западной и северной частях района разрез гаурдакской свиты становится терригенно-сульфатным и наблюдается выклинивание соленосных слоев. В описываемом районе выделяются два типа разрезов гаурдакской свиты.

1. Мургабский тип. Это разрезы Байрамалийской, Северо-байрамалийской, Шарапинской, Тарханской, Еланской, Майской, Марьинской,

Келийской структур. Полный разрез свиты вскрыт в скв. 9 структуры Байрамали в интервале 4000–3223 м.

В отличие от Гаурдакского в Мургабском районе свита венчается толщей переслаивания массивных известняков с прослоями ангидритов и терригенных пород. Известняки шарашинского горизонта слоистые, толстослоистые, органогенно-обломочные, часто оолитовые, зернистые. Они содержат ядра многочисленных пелеципод и брахиопод. Наличие остатков морской фауны свидетельствует о нормально морских условиях осадкообразования в Мургабском районе в конце гаурдакского времени. Вероятно, в этот момент происходит временное соединение Мургабского бассейна с Копетдагским в результате трансгрессии моря с юга.

Шарашинский горизонт может рассматриваться как коллектор для скопления нефти и газа. Именно с этим горизонтом связаны уже известные газовые месторождения на ряде структур Мургабского района. Мощность кимериджа в Мургабской впадине от 506 до 900 м.

2. Дарганата-Ачакский тип. Соленосная толща выклинивается в северном направлении, что установлено бурением на Дарганатинской площади, на разведочных участках Бухарской ступени. На Дарганатинской площади гаурдакская свита представлена ангидритами светло-серого, розового цвета с прослоями темно-серых, крупнокристаллических известняков, мергелей и песчаников. Мощность 106 м.

VII. В Бухарском районе кимериджские отложения вскрыты на многочисленных структурах Бухаро-Каршинского и Душанбинского поднятий. Они обнажаются в предгорьях Гиссара, в зоне структур Байсун, Дербент, Мечетли и др. В районе пос. Дербент отложения кимериджа в нижней части представлены переслаиванием гипсов и серых доломитизированных известняков; в верхней части разреза количество известняков уменьшается. На южном склоне горы Мечетли, в долине р. Шаргун, в нижней части кимериджа залегают белые плотные гипсы, выше — доломитизированные известняки с чередованием гипсов. Мощность 10–100 м.

## **В. Арало-Каспийская структурно-седиментационная область**

В Мангышлакском районе кимериджский ярус выделяется условно. В состав кимериджа на Южном Мангышлаке включается толща пород, отличающихся повышенными значениями КС. По форме записи кривой КС отложения кимериджа могут быть подразделены [2] на две примерно равные по мощности пачки: нижняя известково-мергельная, и верхняя — известняковая. Кимериджский возраст пород на Южном, Мангышлаке доказан палеонтологически из разрезов Карамонаты, Жетыбая, Карамандыбаса, Тенге.

На Южном Устюрте выделяется толща преимущественно карбонатных образований кимеридж-титонского возраста. Она прослеживается в Ассакеуданской опорной скважине, на Николаевской и Узункуинской площадях. В Шапахтинской и Карабаурско-Шоржинской зонах

кимериджские отложения распространены крайне ограниченно. В скв. 2 Шахпахты к кимериджу условно можно отнести отложения интервала 1554–1578 м. В целом на Южном Устюрте, как и на южном Мангышлаке, наблюдается сокращение мощности яруса с юга на север, то есть в направлении от наиболее погруженной части прогиба к его периферии, в частности к северному борту, что в значительной мере обусловлено глубокой преднеокомского размыва. На это ранее уже указывали некоторые исследователи.

На Северном Устюрте и п-ове Бузачи, по мнению С. Е. Чакабаева [2], пачки, выделяемые на ряде площадей Северного Устюрта, как верхняя часть оксфорда, имеют скорее всего кимериджский возраст. На севере Туркмении, в Айбугирском поднятии (скв. 206) и у пос. Ходжайлы (скв. 201), к кимериджскому ярусу относится известняково-ангидритовая толща с прослоями алевролитовых глин.

### Палеогеографическая обстановка

Областями денудации в кимериджское время на востоке являлись Туркестанские и Зеравшанские высокие и средневысокие горы, палеозойская возвышенность Кызылкум, на юге – Североафганское и Центральноиранское поднятия. Появляются новые районы воздымания, являющиеся временными источниками сноса, к которым относятся Карабогазский свод, Туаркырское поднятие, Центральнокаракумский свод, образующие единое Центральнотуркменское поднятие. Происходит воздымание Горного Мангышлака и Карабиль-Бадхызской возвышенности. На карте (рис. 1) выделяются следующие районы денудации.

Горы высокие и средние: 1) Туркестанские; 2) Северо-Афганские. Горы низкие: 3) Кызылкумские; 4) Дештикевирские.

Возвышенные равнины: 5) Карабогазская; 6) Туаркырская; 7) Центрально-Каракумская; 8) Каратауская; 9) Карабильская; 10) Бадхызская.

Низменные равнины: 11) Центрально-Каракумская; 12) Северо-Карабильская; 13) Тьюбкараганская; 14) Восточно-Устюртская.

Основными районами аккумуляции осадков кимериджского времени являются территории Южной и Восточной Туркмении, Южномангышлакского прогиба и западной части Устюрта. В результате восходящих движений в конце позднего оксфорда и в начале кимериджского века ранее существовавшая Южнотуркменская структурно-седиментационная область подразделяется на две новые области: Балхано-Копетдагскую и Восточнотуркменскую. Таким образом, к области аккумуляции относятся.

Лагуна прибрежная с повышенной соленостью: 15) Бухарский район (VII).

Лагуна мелководная с повышенной соленостью: 16) Кубадаг-Западнобалханский район (I); 17) Гаурдакский район (V); 18) Восточнотуркменский район (IV).

Чередование морских и лагунных условий: 19) Восточнобалхано-Западнокопетдагский район (II); 20) Центрально-Копетдагский

район (III); 21) Восточно-Копетдагский район (IV); 22) Южно-Мангышлакский район (VIII).

Для запада Средней Азии кимеридж – это время господства отдельных лагун и озер, время преобладания общего подъема земной коры над погружением. Климат резко континентальный, жаркий, что отразилось на развитии органического мира. На большой площади развиваются отдельные солонатоводные и озерные формы. В центральную часть Центрального Копетдага и южную часть Большого Балхана происходит проникивание морских вод, усиливается сток воды с суши, с чем связано переслаивание терригенных и терригенно-карбонатных пород с гипсоносными породами. Влияние пресных вод вызывало также угнетение морской фауны.

В кимериджское время морские и лагунно-морские условия существовали в районах Копетдага, Большого Балхана и, вероятно, в Предкопетдагском и Ассакеауданском прогибах. Известняковую толщу, образовавшуюся в это время, следует рассматривать как осадки мелкого моря нормальной солености, где газовый и солевой режим способствовали расцвету органической жизни. На мелководности водоема и значительную подвижность водной массы указывают оолитовые известняки и линзы органогенных, обломочных известняков, встречающихся в разрезах Большого Балхана и Копетдага. В аналогичных, по-видимому, условиях отлагались и доломиты. Однако постепенно концентрация морской воды повышалась. Происходило отложение гипсоангидритовых пород, переслаивающихся с карбонатными породами в Центральном Копетдаге, Кубадаге, западной окраине Большого Балхана (Борджаклы), что свидетельствует о существовании мелких отшнурованных от открытого моря бассейнов, периодически затопляющихся морскими водами.

В кимериджском веке на юго-востоке Туркмении располагался Амударьинский солеродный бассейн. Он имел одностороннее незначительное питание со стороны Копетдага. Его береговая линия проходила южнее Султан-Санджара, Учкырыкской, Ташкудукской, севернее Каганской, Кызылрабатской, Ходжихаярамской, Дарганатинской структур. Сухой, жаркий климат, обусловивший интенсивное испарение, малое количество осадков, и, следовательно, небольшой приток пресной воды, способствовал осаждению соляно-гипсовых отложений.

Амударьинский солеродный бассейн Средней Азии занимал огромную площадь, исчислявшуюся первыми сотнями тысяч квадратных километров, и, естественно, был неоднороден по составу и концентрации рапы. По составу сульфатно-хемогенных осадков на территории солеродного бассейна можно выделить несколько типов разрезов: гаурдакский, байрамалийский, восточнозаунгузский, шатлыкский, бухарский, восточнокопетдагский, различавшихся палеогеографической обстановкой и условиями осадконакопления (рис. 3).

Гаурдакский тип разреза характеризуется развитием мощной толщи поваренной соли, калийными солями, чередующимися с прослоями ангидритов, доломитов и известняков. К этому типу относятся Гаурдак-Кугитангский район и районы, расположенные вдоль среднего течения Амударьи.



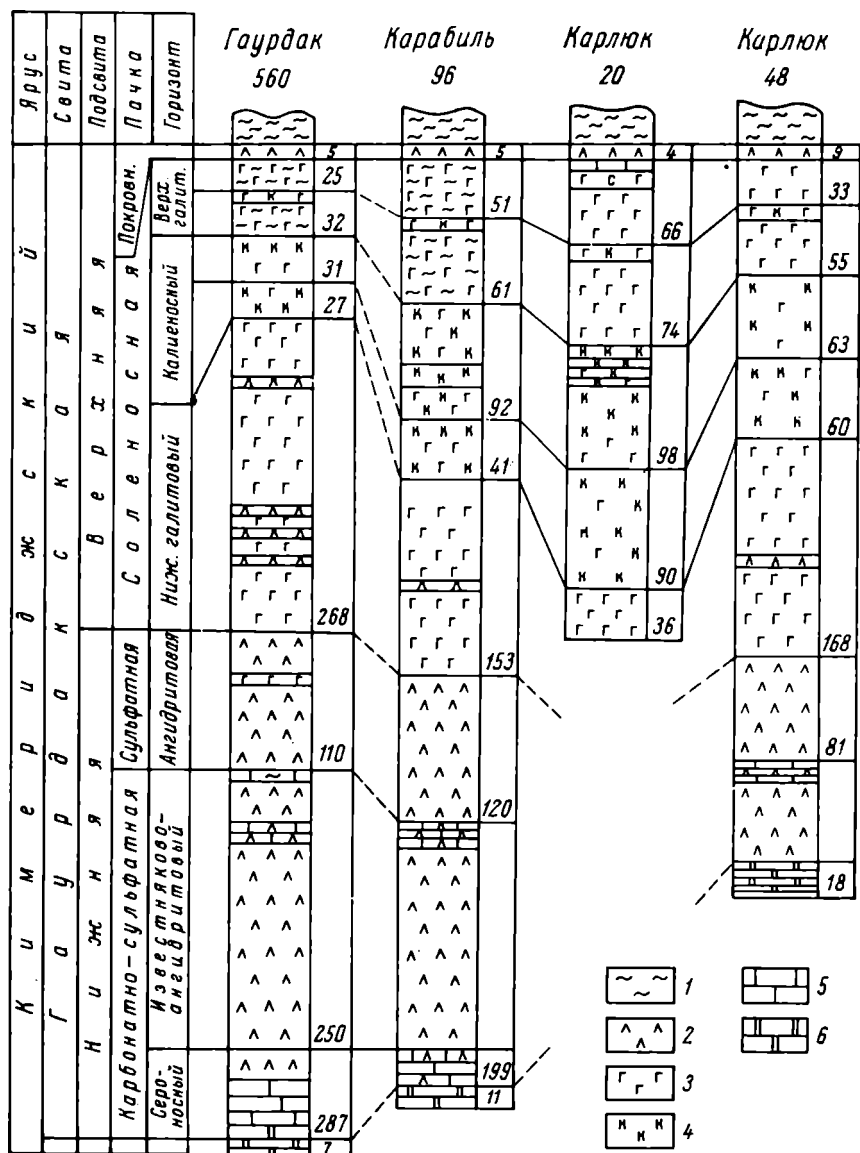


Рис. 3. Геологический разрез соленосной толщи кимериджа Гаурдак-Кугитангского района.

1 — глина, 2 — ангидрит, 3 — каменная соль, 4 — калийная соль, 5 — известняк, 6 — доломит.

Байрамалийский тип разреза вскрыт бурением на площади Байрамали и характеризуется развитием мощной толщи солей с промежуточными межсолевыми ангидритовыми и карбонатно-терригенными прослоями.

Восточнозаунгузский тип разреза вскрыт разведочными скважинами в структурах Беурдешик, Северный Балкуи, Кирпишли. Разрез характеризуется чередованием мало мощных соленосных горизонтов со светлыми и розовыми ангидритами с прослоями темно-серых крупнокристаллических известняков, мергелей и песчаников.

Шатлыкский тип разреза вскрыт на площади Западный Шатлык, где разрез состоит из переслаивающихся мало мощных терригенных пород.

Для бухарского типа разреза характерно развитие гипсо-ангидритовых, терригенных и карбонатных пород с прослоями солей.

Восточнокопетдагский тип разреза вскрыт в ядре Гяурской антиклинальной структуры и в ущелье Арчиньян. Разрез состоит из переслаивающихся карбонатных и сульфатных пород, соли отсутствуют.

Наибольшая мощность соленосной толщи отмечается в гаурдакском и байрамалийском типе разрезов. По периферийной части Амударьинской синеклизы мощность уменьшается, и соленосные породы постепенно замещаются терригенно-карбонатными и сульфатными образованиями.

В период отложения гаурдакской свиты климат был сухим и жарким. Отсутствие ритмично повторяющейся последовательности, соответствующей годичным отложениям, дает возможность предполагать, что галогенная толща отлагалась в монотермальных условиях. Температура же морской воды в период осадка хомогенных отложений была не выше 25–30°.

В настоящее время большинство исследователей считают, что накопление каменных солей происходило в условиях мелководья. При этом большая мощность отложений должна рассматриваться как указание на большую скорость прогибания. Можно предполагать, что глубина увеличивалась по мере удаления от берега в южном и юго-западном направлении очень медленно и едва ли превышала 70–100 м. В мелководном солеродном бассейне в кимериджское время возникали, видимо, архипелаги временных островов. По-видимому, Марьинский, Бадхызский и Карабильский выступы в это время были островами. Полный цикл седиментации хомогенных осадков можно наблюдать лишь в разрезах Гаурдак-Кугитангского района. Здесь в развитии солеродного бассейна проявлены три этапа [1].

Ранний этап отвечает накоплению карбонатно-сульфатной толщи нижегаурдакской подсвиты мощностью на Янгиакырской структуре 282 м, Карабильской — 311 м и в районе Гаурдакского поднятия до 400 м. В районе Кугитангского поднятия в это время накапливались осадки уменьшенной мощности (210–280 м).

Средний этап характеризуется накоплением мономинеральной каменной соли, мощность толщи которой закономерно увеличивается с севера на юг и с востока на запад, составляя в районе пос. Свинцовый рудник — 125 м, Ходжакараула — 170 м, Карлюка — 230 м, южной периклинали Кугитангского поднятия — 280 м, Янгиакырской структуры — 236 м,

Карабильской – более 250 м и Гаурдакского поднятия – 260 м. Толщу каменной соли перекрывают пачки калиеносных отложений: чередование пластов каменной соли с обильной примесью терригенного материала и калийных солей в верхней части. Суммарная мощность калиеносной толщи колеблется от 210 до 350 м, достигая максимального значения на площади, расположенной к югу от Узункудукского грабена (южная часть Карлюкского месторождения Окузбулака), а минимального – к северу от последнего (Янгиакыр, Тюбегатан, Кокмиляр).

Калиеносная пачка гаурдакской свиты формировалась в условиях неравномерного постепенного воздымания структур ложа и обмеления солеродного бассейна при затрудненном поступлении или отсутствии притока морских вод с запада и северо-запада. Основные черты тектонических подвижек, приведших к погружению южной части региона и региональному наклону северной, отражены в строении крупных ритмов. Этапы накопления калиеносных пластов мезоритмов соответствуют прекращению связи солеродного бассейна с открытым морем, а отложенные слои каменной соли осуществлялось в этапы прорыва и постепенной изоляции морских вод. Микроритмичность в калийных солях обусловлена тонким чередованием прослоек различного состава (сильвинитового, сильвинит-галитового, сильвинит-карналитового и т. д.).

Поздний этап развития солеродного бассейна характеризуется образованием незначительной по мощности (до 10 м) пачки ангидритов с обильными включениями карбонатно-терригенного материала шаралпинского горизонта. Таким образом, кимеридж-титонский век характеризуется в целом развитием восходящих движений. Изучение ритмичности строения верхнеюрской соленосной толщи Юго-Западных отрогов Гиссара позволяет в настоящее время достаточно определенно установить основные черты формирования залежей калийных и каменных солей этого района.

#### Л и т е р а т у р а

1. Худайкулиев Х. Автореф. канд. дис. Ташкент, 1973. 20 с.
2. Чакабаев С. Е. и др. Стратиграфия и коллекторские свойства юрских отложений Южного Мангышлака. Алма-Ата, 1971. 167 с.

**А. С. Сахаров**

### **ЗООГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА ПО ПОЗДНЕЮРСКИМ АММОНОИДЕЯМ**

В основу предлагаемого зоогеографического районирования положен принцип провинциальной приуроченности фаун, их связь, в частности, с определенными бассейнами мирового океана, развитие фауны которых имеет свои характерные, только им присущие черты. Известно, что в определенные отрезки времени происходили изменения границ

тех или иных бассейнов, а соответственно и замещение, смещение, проходы различных фаун. Все это накладывало отпечатки и на стратиграфию соответствующих отложений.

При установлении биохорий и выяснении принадлежности изучавшегося нами Северо-Кавказского морского бассейна в разные времена к тому или иному биогеографическому подразделению использовалась следующая иерархия: область, подобласть, провинция, подпровинция, район [3].

В начале келловейского века, в ходе трансгрессии, в Северо-Кавказский морской бассейн из числа аммоноидей с юга проникли многочисленные тетические *Masrocerales*, а с севера бореальные *Cadoceras*, *Kerplerites*. Анализ вертикального распределения раннекелловейских аммоноидей позволяет наметить три различных комплекса, на основании которых проведено районирование Северного Кавказа применительно к этому времени.

Самым древним является макроцефалитидовый комплекс. Основную его часть составляют типичные тетические представители семейства *Masrocerales*. Вместе с ними изредка встречаются аммониты средиземноморского рода *Oxuceras* (1 вид), несколько видов филоцератид. Наличие в этом комплексе большого процента эндемиков дает возможность выделить в пределах Средиземноморской провинции Кавказскую подпровинцию. Это совпадает с мнением А. Л. Цагарели и М. С. Эристави [5] о самостоятельности Кавказа. При этом на Северном Кавказе отмечаются виды, встречающиеся в Средней и Южной Европе, тогда как в Закавказье преобладают гималайские виды. В начале келловейского века существовала тесная связь морей Южной Европы, Северного Кавказа, Закавказья и Индии.

Во второй половине раннего келловейского вместе с бореальной трансгрессией на Северный Кавказ в большом количестве проникли аммониты рода *Cadoceras*. Найдя там благоприятные биомические условия, они создали популяцию, в которой не последнюю роль играли эндемичные виды и подвиды. В Закавказье также отмечаются единичные экземпляры кадоцерасов, однако их присутствие там указывает лишь на существовавший морской обмен фаунами Закавказского и Северо-Кавказского морей.

В последней трети раннего келловейского в Северо-Кавказском морском бассейне преобладали исключительно представители родов *Kerplerites*, *Sigaloceras*, изредка встречающиеся и в нижнекелловейских отложениях Абхазии и Северо-Восточного Азербайджана. Бореальный род *Kerplerites* получил широкое развитие в Западной Европе, где выделяется Бореально-Атлантическая подобласть, в которую в качестве самостоятельной Восточно-Европейской провинции входит и вся европейская часть СССР [1].

В первой половине среднего келловейского бореальное влияние остается по-прежнему доминирующим. Северо-Кавказский бассейн в течение всего среднего келловейского входил в состав Восточно-Европейской провинции Бореально-Атлантической подобласти. Наиболее характерным родом этого времени был род *Kosmoceras*. Судя по тому, что его видовой состав

уменьшается на восток от Парижского бассейна, можно предположить, что центр возникновения этого рода находился в Центральной Европе, откуда происходило его расселение в бассейны Бореально-Атлантической подобласти. Космоцерасы обнаружены в Англии, на Пиренейском полуострове, в Центральной Европе, Крыму, на Кавказе, Мангышлаке, Туаркыре, на Русской равнине и в бассейне р. Печоры, которым сопутствуют представители средиземноморских родов *Necticoseras* и *Egumposeras*. Встречающиеся в Южной и Западной Европе, на Кавказе и в Средиземноморской подобласти аммониты рода *Reineckeia* на Русской равнине не обнаружены, тогда как здесь достаточно многочисленны представители типичных бореальных родов *Rondiceras*, *Pseudocadoceras*, „*Cadoceras*”. Широкое распространение бореальных аммоноидей позволяет отделить Русскую равнину от Западной Европы в самостоятельную Восточно-Европейскую провинцию, в то время как Западно-Европейская провинция объединяет районы Центральной и Западной Европы. Ее характеризуют многочисленные виды родов *Kosmoceras* и *Egumposeras*. Последние, несмотря на свое тетическое происхождение, широко представлены многочисленными видами в Западно-Европейской провинции, являясь ее характерным признаком. Северный Кавказ, располагаясь на стыке двух областей, все же тяготеет к Бореально-Атлантической подобласти, к ее Западно-Европейской провинции. В комплексе аммонитов, характеризующих средний келловей, преобладают аммониты рода *Kosmoceras*, на втором месте стоит род *Egumposeras*, за которым следуют *Necticoseras*, *Reineckeia*, *Phylloceratidae* (редко). Найденный в среднем келловее Дагестана единственный экземпляр рода *Cadoceras* s. l. позволяет предполагать существование обмена фауной с северными морями.

Биономические условия среднекелловейского бассейна на Северном Кавказе были особенно благоприятными для развития бентосной фауны. Дагестан по характеру обнаруженной фауны морских ежей, двусторчатых и головоногих моллюсков имеет много общих черт с Туаркыром, входя в Дагестанско-Туаркырский район Восточно-Европейской провинции. Вся остальная часть Северного Кавказа выделяется как Северо-Кавказский район (рис. 1).

В позднем келловее сохраняется зоогеографическое районирование, наблюдавшееся в среднем келловее. По-прежнему преобладают бореальные элементы. В комплексе ископаемых позднего келловее Северного Кавказа доминирует род *Quenstedticeras*. Значительно менее многочисленны аммониты родов *Kosmoceras*, *Peltoceras*. Аммониты рода *Peltoceras* содержатся в более древнем комплексе, чем аммониты рода *Quenstedticeras*. Благодаря присутствию указанных аммоноидей удастся уверенно сопоставить верхнекелловейские отложения Северного Кавказа, Западной Европы и Русской равнины. В то же время затруднена корреляция с верхнекелловейскими отложениями Южной Европы, Закавказья и в целом со средиземноморским верхним келловеем.

В раннем оксфорде на Северном Кавказе отмечалось безраздельное господство *Cardioceratidae*. На территории северного склона Кавказа обнаружено 12 видов рода *Cardioceras*, тогда как сопутствующие ему средиземноморские *Campylites* и *Peltoceratoides* представлены всего двумя видами.

Отмеченная в конце келлоевя и в раннем оксфорде резкая дифференциация бореальной и средиземноморской фаун имела место в среднем и позднем оксфорде. В начале среднего оксфорда на Северном Кавказе получили широкое распространение бореально-атлантические *Perisphinctes* s. str. (3 вида), *Kraaosphinctes* (2 вида), *Arisphinctes* (4 вида), *Dichotomosphinctes* (6 видов), *Divisosphinctes* (2 вида). Аналогичные аммоноидеи отмечаются в Западной Европе. В этот отрезок времени Северный Кавказ входил в Западно-Европейскую провинцию (рис. 1), о чем говорит идентичность видов перисфинктид. Гораздо больше отмечается различий между фаунистическими комплексами Северного Кавказа и Русской равнины, хотя есть и общие виды (*Dichotomosphinctes chloroolithicus* Guemb., *Kraaosphinctes sayni* Riaz, *K. healei* Neum.).

Закавказье в этот момент представляло морской бассейн, где происходило образование коралловых рифов. Средиземноморское влияние, начавшееся в среднем оксфорде, продолжалось до конца поздней юры. Наличие хорошей сохранности кораллов позволило грузинским геологам обосновать местную зону *Rhytidoguga elegans*, отдельные виды кораллов которой встречаются и на Северном Кавказе. В то же время в Грузии, входившей в состав Средиземноморской подобласти в среднем келлоеве, перисфинктиды бореально-атлантического облика не обнаружены. Таким образом, в среднем оксфорде существовала тесная связь эпиконтинентальных морей Центральной Европы и Северного Кавказа. Миграции на юг мешал барьер неясного генезиса.

Некоторая обособленность Северо-Кавказской биохории в среднем оксфорде, а также наличие эндемичных видов позволяет выделить Северо-Кавказский район в составе Западно-Европейской провинции. На такую обособленность указывает и полное отсутствие кардиоцератид в аммонитовом комплексе среднего оксфорда Северного Кавказа.

Наметившееся потепление климата во второй половине среднего оксфорда способствовало миграции кораллов из Средиземноморской подобласти в Северо-Кавказский бассейн. С этого момента установилось устойчивое средиземноморское влияние. Осуществить зоогеографический анализ по аммоноидеям затруднительно, так как на Северном Кавказе в верхнем оксфорде обнаружен единственный аммонит *Progonia triplex* Quenst. (Горная Ингушетия). Однако изобилие кораллов, которые, как известно, характеризуют Средиземноморскую подобласть, позволяет отнести весь Кавказ к этой биохории, а наличие эндемиков — выделить его в качестве самостоятельного района (рис. 1).

Аммоноидеи кимериджа на Северном Кавказе достоверно известны в двух пунктах — по р. Гизельдон и р. Псыгансу. Среди более чем сорока видов семнадцати родов к верхнекимериджским таксонам можно отнести три вида, тогда как все остальные характеризуют самые верхи (переходные слои) верхнего оксфорда и в основном нижний кимеридж Тетической области.

В большом комплексе аммонитов, собранных в центральной части северного склона Восточного Кавказа по р. Гизельдон, преобладают в количественном отношении аммониты рода *Glochiceras*, широко представленные в средиземноморской юре (Европа, Юг СССР, Аравийский

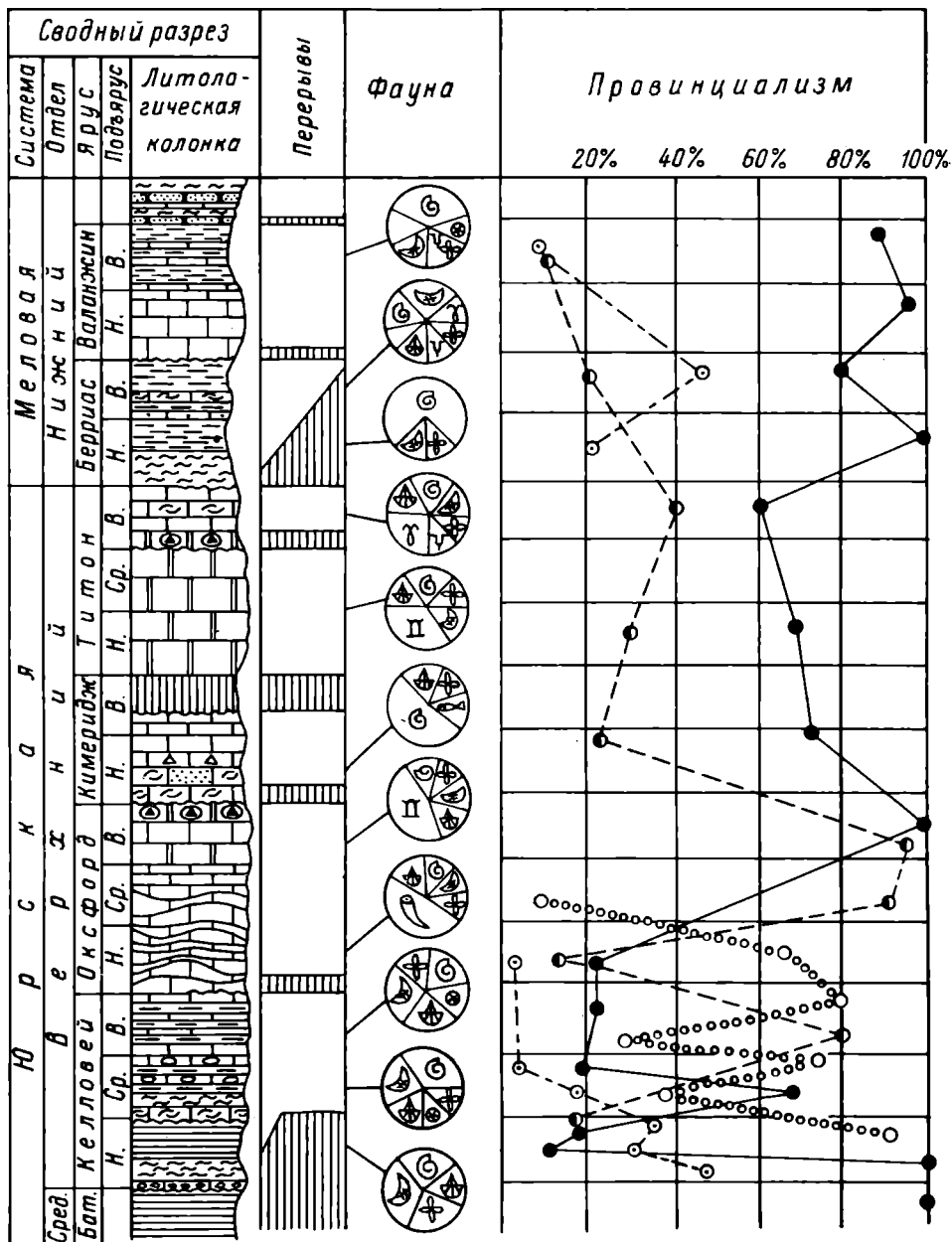
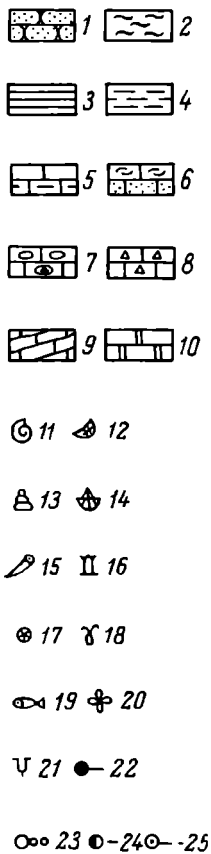


Рис. 1. Схема зоогеографического районирования Северо-Восточного Кавказа в поздней юре и неокоме по аммонидеям (составил А. С. Сахаров, 1985 г.).

Условные обозначения: 1 – песчаники, 2 – алевролиты, 3 – некарбонатные глины, 4 – известковые глины, 5 – известняки и глинистые известняки, 6 – органогенно-обломочные и песчанистые известняки, 7 – конкреционные и кремнедые

Зоохори				
Район	Подпровинция	Провинция	Подобласть	Область
		Средиземноморская	Средиземноморская	Средиземная
Северо-кавказск.	Северо-кавказск			
Северо-кавказский	Крымско-кавказская			
Кавказский				
Северо-кавказский		Западно-европейск	Средиземно-атлантическая	Бореальная
Северо-кавказск. Дагестанско-туаркырский		Восточно-европейская	Бореально-атлантическая	
Северо-кавказ.				
	Кавказская	Средиземно-	Тети-	



известняки, 8 – брекчиевые известняки, 9 – биогермные губково-водорослевые известняки, 10 – доломиты, 11 – аммоноидеи, 12 – бивальвии, 13 – гастроподы, 14 – брахиоподы, 15 – губки, 16 – кораллы, 17 – морские ежи, 18 – серпулы, 19 – рыбы, 20 – фораминиферы, 21 – тинтиниды; тип фауны: 22 – средиземноморская, 23 – бореальная, 24 – бореально-атлантическая, 25 – эндемики.



полуостров, район Кач Индии) и рода *Taramelliceras*. Типичных средиземноморских головоногих обнаружено более 10 родов (*Glochiceras*, *Taramelliceras*, *Progeronia*, *Idoceras*, *Pachysphinctes*, *Katrolliceras*, *Torquatisphinctes*, *Aspidoceras*, *Physodoceras*, *Pseudowaagenia* и др.). Их ареал охватывает всю Средиземноморскую подобласть.

Кимериджский комплекс аммонитов Северного Кавказа характеризуется малым присутствием филлоцератид в отличие от Средиземноморской провинции, где они преобладают. Наличие общих видов рода *Idoceras* позволяет сопоставить кимеридж Северного Кавказа и Закавказья.

В раннем титоне Средиземноморская подобласть значительно расширилась. Аммоноидеи в нижнем титоне Северного Кавказа встречаются редко. Известны отдельные находки виргатосфинктид на западе северного склона Кавказа и комплекс аммоноидей из Боснийского местонахождения по р. Тереку, позволяющие сопоставить нижний титон Северного Кавказа с одновозрастными отложениями Болгарии, Франконии и Швабии (ФРГ) и Закавказья. Аммониты принадлежат семнадцати видам двенадцати родов. Среди них обнаружены виргатосфинктины, широко распространенные в раннем титоне юга Европы, в Африке, Гималаях. Вместе с ними в рассматриваемом комплексе присутствует и типичный бореально-атлантический род *Virgatosphinctoides*. Большинство родов аммонитов, обнаруженных на Северном Кавказе, были расселены в раннем титоне в пределах Средиземноморской провинции, переходя и в сопредельные районы Западно-Европейской провинции. Обмен фауной с расположенной на северо-востоке от Кавказа Восточно-Европейской провинцией был весьма затруднен. На это указывает полное отсутствие характерных для этой провинции аммоноидей.

Обнаруженные по р. Тереку аммониты родов *Neochetoceras*, *Glochiceras*, *Taramelliceras*, *Lithacoseras*, *Usseliceras*, *Franconites*, *Hyboniticeras* также указываются многочисленными исследователями титона ФРГ из районов Золенгофена, Ульма и др.

Характерной чертой палеогеографии раннего титона являлось широкое развитие коралловых рифов. Их остатки сохранились во многих местах Северо-Восточного Кавказа, а рифостроящие кораллы занимают ведущее место в биоценозе этого времени.

В позднем титоне увеличилась территория суши, совершенно отделившая Кавказ от Русской равнины. В это время в Бореально-Атлантической подобласти по аммонитам выделяется только Восточно-Европейская провинция, в морях которой обитали главным образом аммоноидеи родов *Craspedites*, *Garnierites*, *Pavlovia* и эндемичного рода *Kashpurites*.

Совершенно иной комплекс аммоноидей известен на Северном Кавказе и в Закавказье. Сведения о верхнетитонских аммоноидеях Кавказа крайне редки. Н. Г. Химшиашвили [4] указывает из Грузии берриаселлид и филлоцератид, то есть типичных средиземноморских обитателей, а на западе Северного Кавказа, по данным Н. П. Лупцова [2] и В. Л. Егояна [1], присутствуют представители родов *Virgatosphinctes*, *Micracanthoceras* и др. По р. Баксан в верхнетитонских кремненосных

известняках обнаружены аммониты родов *Virgatosphinctes*, *Tithopeltoceras*, являющиеся типичными субсредиземноморскими таксонами. Присутствие их в верхнетитонских отложениях указывает на принадлежность Северо-Кавказского региона к Субсредиземноморской провинции.

#### Л и т е р а т у р а

1. Е го я н В. Л. Граница юры и мела на Северо-Западном Кавказе и некоторые вопросы методики стратиграфических исследований // Коллоквиум по юрской системе Средиземноморской области. Будапешт, 1969. *Annales Inst. Geol. Publici Hungarici*. 1969. Vol. LIV, Fasc. 2. S. 125–129.
2. Л у п п о в Н. П. Нижнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа и их фауна // Тр. ВНИГРИ. 1952. Вып. 65. 270 с.
3. М е с е ж н и к о в М. С. Зональная стратиграфия и зоогеографическое районирование морских бассейнов // Геология и геофизика. 1969. № 7. С. 45–53.
4. Х и м ш и а ш в и л и Н. Г. Аммоноидеи титона и берриаса Кавказа. Тбилиси, 1976. 180 с.
5. Ц а г а р е л и А. Л., Э р и с т а в и М. С. Палеогеографические связи Кавказской геосинклинальной области с соседними бассейнами в течение мезозоя // Региональная палеогеография. Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. М., 1960. С. 130–137.

Ю. В. Т е с л е н к о

#### ДРЕВНЯЯ ФЛОРА И ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА СРЕДНЕЮРСКОГО МОРСКОГО БАССЕЙНА КРЫМА

Среднеюрская флора Крыма изучалась А. С. Моисеевым [4, 5, 6] и А. Н. Криштофовичем [3], ныне она изучается в отделе ископаемой флоры Института геологических наук АН УССР в Киеве [9, 10, 11]. Всеми исследователями единодушно отмечается спорадичность, фрагментарность и плохая сохранность палеоботанических объектов. Растительные остатки приурочены в Горном Крыму к различным типам среднеюрских терригенных, а в некоторых случаях эффузивно-осадочных образований в основном песчаного состава, которые достигают довольно значительных мощностей (до 1000 м и более). В них только изредка встречаются глинистые и алевролитовые прослои. Чаще всего растительные остатки концентрируются в песчаниках, в их мелко- и среднезернистых разностях.

Изученные остатки принадлежат как морским крупномерным неминерализованным водорослям, так и наземным хвощевым, папоротникам, цикадофитам, редко встречающимся гинкговым, хвойным и голосеменным растениям неустановленной систематической принадлежности. Водоросли рассматриваются нами в составе формального рода *Algites*, предложенного в 1894 г. Сьюордом и объединяющего ископаемые остатки водорослей, которые из-за отсутствия следов репродуктивных органов и внутренней структуры слоевищ не могут быть отнесены к тому или иному естественному таксону [10]. Описано три новых вида

названного рода. Водоросли были встречены в ааленских угленосных отложениях угольных копей и в байосских вулканогенно-осадочных образованиях в Яньшарской бухте близ пос. Планерского. В Бешуйских копях они обнаружены в косослоистых мелкозернистых глинистых песчаниках совместно с отпечатками листьев наземных растений: папоротников рода *Cladophlebis*, цикадофитов рода *Nilssonia* и некоторых других, а также двустворчатых моллюсков, среди которых Л. Ф. Романов [7] определил 18 видов, широко развитых в тропических и субтропических ааленских морских бассейнах Англии, Франции, ФРГ и Кавказа. Совместное захоронение водорослей и листьев наземных растений, несущих следы транспортировки текучими водами, свидетельствует о существовании в непосредственной близости от мест fossilизации участков суши. Многочисленная фауна двустворчатых моллюсков, косая слоистость вмещающих пород, знаки ряби на поверхности слоев — все это указывает на условия прибрежного мелководья.

Иными были условия, при которых захоронялись водоросли в Восточном Крыму, в районе пос. Планерского. Здесь в байосском веке в непосредственной близости от действующего вулкана Карадаг, на дне морского мелководья отлагались песчано-глинистые туфогенные образования, служившие субстратом для развития крупных неминерализованных морских растений, в известной степени напоминающих современные бурые водоросли. На достаточно высокую температуру вод указывают находки во вмещающих породах в смежных районах остатков аммонитов, принадлежавших родам, которые обитали в тропических и субтропических морских бассейнах байосского века. Таким образом, обычно редкие в палеоботанической практике находки отпечатков неминерализованных водорослей и особенности вмещающих их пород свидетельствуют о широком развитии в среднеюрском теплом морском бассейне обширных мелководных пространств, покрытых зарослями достаточно высоко организованных морских растений.

Остатки побегов, листьев и плодов наземных растений принадлежат таксонам, обычным для среднеюрских флор Индо-Европейской палеофлористической области. В составе этой флоры род *Equisetites*, папоротники родов *Coniopteris*, *Phlebopteris*, *Dictyophyllum*, *Cladophlebis* (наиболее часто встречаемый), голосеменные растения рода *Sagenopteris*, цикадофиты родов *Otozamites*, *Ptilophyllum*, *Nilssonia*, *Zamites*, *Taeniopteris*. Крайне редки гинкговые, из которых обнаружены единичные представители родов *Ginkgo*, *Pseudotorellia* и мало известного рода *Macrotorellia*, в составе которого описан новый вид. В некоторых точках обильны находки хвойных *Elatocladus*, *Brachyphyllum*, *Pagiophyllum*, *Araucarites*, среди голосеменных неустановленной принадлежности описан новый род *Taigiana* [11]. В целом, как указывал В. А. Вахрамеев [1], этот флористический комплекс типичен для среднеюрских флор Европейской провинции Индо-Европейской палеофлористической области. При сопоставлении списков таксонов среднеюрской флоры Крыма с одновозрастными флорами Донбасса [8], Кавказа [2], Англии [12] отмечается если не полное тождество, то во всяком случае максимальное сходство сравниваемых флор. Однако говорить о сходстве флор приходится с большей

осторожностью, если принимать в расчет количественное представительство остатков тех или иных видов и родов древних растений. При оценке с такой точки зрения в крымской флоре окажется более значительной, по сравнению с другими группами растений, роль хвойных (*Brachyphyllum*, *Pagiophyllum* и *Elatocladus*). Этим она больше тяготеет к флорам Ирана, Средней Азии и даже Индии [1]. Но и такое предствление оказывается неверным, так как оно исходит из усредненных данных, не учитывающих приуроченность захоронений тех или иных таксонов древних растений к строго определенным слоям разреза и фациям, что четко фиксируется при изучении разреза среднеюрских отложений Крыма.

Захоронения остатков наземных растений встречаются здесь локально на разных стратиграфических уровнях морских образований, они имеют форму небольших линз маленьких мощностей (вплоть до нескольких сантиметров). Флористический состав каждого отдельного захоронения обычно не сходен с таковым любого другого, даже и одновозрастного захоронения. Показательны в этом отношении исследования приуроченности растительных остатков к различным по своему характеру слоям юрских отложений в районе Бешуйских угольных копей [9]. Здесь мощная нижнебешуйская подсвета, сложенная песчаниками и алевролитами, венчающаяся углями, имеет морской генезис и содержит многочисленные остатки двустворчатых моллюсков аалена. В ней на различных стратиграфических уровнях прослежены три слоя с отпечатками растений. Первый (снизу вверх) — цикадофитовый — содержит отпечатки нильссоний и папоротников рода *Cladophlebis*, здесь же найдены и водоросли рода *Algites*. Второй — брахириллумный — характеризуется обилием остатков хвойных родов *Brachyphyllum*, *Pagiophyllum*, *Agaurarites* и почти полным отсутствием папоротников и цикадофитов. Третий — папоротниковый — отличается многочисленными отпечатками папоротников родов *Dictyophyllum*, *Phlebopteris*, *Coniopteris*, *Gleichenites*, присутствием хвощей. Эти слои, одновозрастные в пределах ааленского века, отделенные друг от друга слоями без растительных остатков, но охарактеризованные раковинами двустворчатых моллюсков, несопоставимы между собой по систематическому составу заключенных в них растений. Отличаются они друг от друга и по характеру пород: первый слой сложен довольно рыхлыми мелко- и среднезернистыми светлыми глинистыми песчаниками, второй — очень крепкими мелкозернистыми светлыми песчаниками с глинистым цементом, перекрытыми и подстилающимися грубозернистыми косослоистыми песчаниками с галькой, третий — почти черными глинами, залегающими между двумя пластами угля.

Флора в окрестностях Симферополя, примерно одновозрастная с бешуйской, приурочена к алевролитам, развитым среди конгломератов и песчаников верхней части битакской свиты с аален-раннебайосской фауной головоногих и двустворчатых моллюсков. Она характеризуется изобилием отпечатков хвойных *Elatocladus*, единичными представителями папоротников рода *Coniopteris* и цикадофитов родов *Zamites* и *Taeniopteris*. Изредка встречается фрагментарные отпечатки побегов рода *Brachyphyllum*. В целом эта флора имеет мало сходства с бешуйской флорой.

В верховьях р. Бельбек в районе поселков Счастливого и Нагорного в довольно мощной песчано-аргиллитовой толще с байосской фауной двустворчатых моллюсков встречаются отдельные слои, переполненные остатками фитодетрита и глиняными окатышами. Здесь с большим трудом удается найти отдельные определяемые растительные остатки. Среди них обнаружены отпечатки цикадофитов родов *Nilssonia*, *Taeniopteris*, *Otozamites* и единичных папоротников *Coniopteris* и *Cladophlebis*. Многочисленны отпечатки семян различных видов рода *Carpolithes*. Одно-возрастная флора из тех же отложений, обнажающихся в близ расположенном Большом Каньоне, почти не содержит цикадофитов, и в ней преобладают папоротники *Coniopteris* и *Cladophlebis*.

В Восточном Крыму в окрестностях пос. Щebetовки на разных стратиграфических уровнях байосских отложений зафиксированы отдельные маломощные слои незначительного распространения с обильными остатками фитодетрита. В одном случае вместе с ним встречены разнообразное семена рода *Carpolithes* при отсутствии каких-либо других определяемых остатков. В нескольких километрах восточнее, на окраине пос. Планерского, горными выработками в одновозрастных отложениях был вскрыт незначительный по мощности прослой ожелезненных песчаников и аргиллитов, в которых наряду с остатками цикадофитов был встречен отпечаток листа *Ginkgo* sp. Однако здесь не были найдены представители хвощевых, папоротников и хвойных, отсутствует также и фитодетрит.

Анализ тафоценозов в отдельных захоронениях среднеюрских растений в Горном Крыму, сравнение между собой их систематического состава, наблюдения над условиями залегания каждого локально распространенного слоя с растительными остатками приводят к мысли о том, что в мелководном среднеюрском Крымском морском бассейне существовали многочисленные небольшие по площади острова. С них растительный материал сносился в прибрежное мелководье, где и захоронялся в условиях достаточно подвижных вод. При этом разрушительные силы воздействовали на него как на путях переноса, так и в самой среде захоронения. Этим и объясняется отсутствие в палеоботаническом материале ненарушенных остатков и многочисленные находки растительного детрита.

Каждому из островов была присуща характерная только для него группировка растений, что, по-видимому, определялось различием в высотах над уровнем моря и особенностями рельефа. Так, низинные острова с хорошо увлажненными почвами были покрыты хвощевыми и папоротниковыми зарослями. Снос терригенного и растительного материала с них шел при достаточно спокойном гидродинамическом режиме, благодаря чему в прибрежной части островов отлагались глинистые и аргиллитовые осадки, формировались залежи углей, захоронялись растительные остатки более или менее удовлетворительной сохранности (например, угленосные образования Бешуйских угольных копей, папоротниковый слой).

Возвышенная, хорошо дренированная островная суша была занята ксерофитными хвойными. С нее шел интенсивный снос терригенного

материала, прибрежная зона характеризовалась достаточно высокой подвижностью вод. Здесь формировались толщи песчаников с прослоями конгломератов, реже аргиллитов, часто с косою слоистостью, знаками ряби на поверхности слоев, с фауной моллюсков, остатками стволов и побегов хвойных (брахифиллумный слой в Бешуйском местонахождении, флора из битакской свиты окрестностей Симферополя).

Острова с холмистым расчлененным рельефом, с достаточно увлажненными почвами, вероятно, были покрыты зарослями цикадофитов, низинные же места служили ареной развития папоротниковых зарослей. С этого типа островов шел снос мелко- и среднезернистого терригенного материала. Интенсивность островных водотоков представляется достаточно высокой, о чем свидетельствует сохранность жестких разрозненных частей растений (отдельные сегменты листьев цикадофитов, семена, верхушки перьев папоротников и т. д.), а также совместное с ними захоронение многочисленных глиняных окатышей различной величины (байосские отложения верховий р. Бельбек).

Характерной особенностью всех этих островов была геологическая кратковременность их существования. На это указывают незначительные мощности и локальное линзовидное распространение в толще морских пород слоев с растительными остатками. Участки островной суши то появлялись, то исчезали в разных районах Крымского морского бассейна в различные моменты геологической истории в течение среднеюрской эпохи. Систематический состав и характер растительных группировок на островах определялись как общими закономерностями развития флоры и растительности субтропической Европейской провинции Индо-Европейской палеофлористической области, так и частными, индивидуальными особенностями высот, рельефа, увлажненности почв каждого острова в отдельности. Сочетание действия этих факторов и определяло неповторимый облик растительного покрова, характерный для того или иного участка островной суши.

## Л и т е р а т у р а

1. Вахрамеев В. А., Добрускина И. А., Заклинская Е. Д., Мейен С. В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М., 1970. 426 с.
2. Делле Г. В. Среднеюрская флора Ткварчельского угленосного бассейна // Палеоботаника. Вып. 6. Л., 1967. С. 52–132.
3. Криштофович А. Н. Растительные остатки из юрских отложений Крыма // Зап. Крымск. общ-ва естествоисп. и любителей природы. 1912. Т. 2. С. 1–5.
4. Моисеев А. С. О юрской флоре в Крыму // Вестн. Геол. комитета. 1925. Т. 44. № 2. С. 2–3.
5. Моисеев А. С. О растениях из юрских отложений Крыма // Изв. Геол. комитета. 1925. Т. 44. № 5. С. 563–569.
6. Моисеев А. С. Новая находка юрских растений в Крыму // Изв. Геол. комитета. 1926. Т. 45. № 5, С. 583–591.
7. Романов Л. Ф. Находка двустворчатых моллюсков в бешуйской свите (юра) Крыма // Изв. АН Молд. ССР. Сер. биологич. и хим. наук. 1977. № 2. С. 85–87.
8. Станиславский Ф. А. Ископаемая флора батско-келловейских отложений Донецкого бассейна и Днепровско-Донецкой впадины // Киев, 1957. 130 с.

9. Тесленко Ю. В. О закономерностях захоронения остатков среднеюрских растений близ Бешуйских угольных копей в Крыму // VII съезд Украинск. ботанич. общ-ва. Тезисы докладов. Киев, 1982. С. 407–408.
10. Тесленко Ю. В. Некоторые юрские и меловые водоросли Крыма // Палеонтологический журнал. 1982. № 3. С. 113–118.
11. Тесленко Ю. В. Новый род юрских голосеменных растений Крыма // Систематика и эволюция древних растений Украины. Киев, 1982. С. 97–100.
12. Harris T. M. The Jorkshire Jurassic Flora. London. Vol. 1, 1961. 211 p. Vol. 2. 1964. 207 p. Vol. 3. 1969. 186 p.

Г. Г. Яновская

### ИЗМЕНЕНИЕ ЮРСКИХ ФИТОЦЕНОЗОВ ЮГО-ЗАПАДА УКРАИНЫ КАК РЕЗУЛЬТАТ ВЛИЯНИЯ УСЛОВИЙ СРЕДЫ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Развитие наземной флоры наиболее тесно связано с климатом. Климатическая зональность находит свое отражение в зональности ландшафтов, почв и растительного мира. Есть все основания полагать, что подобная связь существовала и в геологическом прошлом.

Реконструкция растительного покрова прошлого является в известной степени условной, так как в современном растительном мире нельзя найти полных аналогов, которые целиком подтвердили бы правильность наших выводов, в частности о характере растительности юры. Реконструировать ту или иную растительную жизненную форму — это значит выяснить роль растения в фитоценозе по приспособлениям вегетативной и репродуктивной сферы и по комбинации признаков. Немногие растения в ископаемом состоянии сохранились настолько полно, чтобы можно было составить представление об их внешнем облике. Чаще имеющиеся пробелы восполняются умозаключениями, основанными на морфологических, палеогеографических и тафономических данных, а также на сопоставлении с аналогичными особенностями современных растений, служащих моделью при реконструкциях. Трудно также говорить о характере климата мезозоя, так как многие особенности растений, которые в настоящее время принимаются в качестве индикаторов влажности, температуры и других климатических факторов, могли у древних растений иметь иной адаптивный смысл. При реконструкции растительности, писал А. Н. Криштофович [5], „опасно опираться на свойства реликтов, оторванных от обстановки прошлого и вследствие своей пластичности вошедших в современную формацию. Для климатических выводов весьма важное значение имеют поправки, получаемые по данным литологии, угленосности, солёности пород и других факторов”.

Если коснуться вопросов о преимуществе реконструкции растительности по палиноценозам и тафоценозам, то, по словам В. А. Красиловой [4], „докайнозойская палинология находится в трудном положении, так как во многих случаях пыльцу классифицируют по формальным системам, а пыльца таких важнейших групп, как *Cycadales*, *Bennettitales*, *Ginkgoales*, играющих различную роль в структуре растительных форма-

ций прошлого, достоверно не распознается”, в силу этого В. А. Красилов на первый план в докайнозойских реконструкциях выдвигает тафоценозы. В связи с этим уместно напомнить, что макрофлористы под названием „дикадофиты” часто объединяют порядки Cusadales и Bennettiales, так как листья некоторых представителей этих порядков невозможно отличить друг от друга, если строение их эпидермиса неизвестно [2]. Некоторые палеоботаники, наоборот, подчеркивают преимущества палинологических материалов, отмечая частоту встречаемости спор и пыльцы в осадках всех генетических типов, лучшую и более полную сохранность, многочисленность, позволяющую применять статистику, и, наконец, полноту материала, разрешающую судить о растительности окружающих пространств [3]. Чалонер [8] правильно полагает, что оба метода не должны соревноваться, а должны дополнять друг друга. Лучшим подтверждением этого являются многочисленные работы отечественных палеоботаников и палинологов, которые на основании палеофлористических и палинологических данных составляют карты палеоландшафтов и проводят палеофлористическое районирование.

Для реконструкции юрских фитоценозов юго-запада Украины были использованы результаты палинологических исследований, а также находки отпечатков растений [7]. За основу палеогеографических построений был взят Атлас палеогеографических карт Украинской и Молдавской ССР [1]. При определении типа растительности учитывались такие показатели, как соотношение спор и пыльцы, абсолютная численность и систематический состав палиноморф, седиментологические признаки.

Исследованная нами флора юго-западной части Украины в юрское и раннемеловое время по своему географическому нахождению и составу представляла собой фитоценоз южной части Европейской провинции Индо-Европейской палеофлористической области согласно реконструкции В. А. Вахрамеева [2].

В байос-батское время на юге Украины наблюдалась общая тенденция расширения морского бассейна, сокращения площадей с возвышенной формой рельефа, формирования новых областей озерно-аллювиальных равнин. Крайний юго-запад Украины (Одесская область) и юг Молдавии в это время представляли собой пониженную сушу с узким морским проливом, который соединял Карпатские и Средиземноморские морские бассейны, о чем свидетельствует характер осадконакопления и фауна. На протяжении позднебайосского—раннебатского времени, в связи с поднятием горных сооружений Добруджи, морской бассейн, трансгрессировав на север, охватил не только Преддобруджинский прогиб, но и краевую часть Восточно-Европейской платформы. Вдоль юго-западного берега пролива шло накопление глинистых разностей пород, в настоящее это темно-серые, сланцеватые аргиллиты и алевролиты. Вдоль северо-восточного побережья, где располагался пологий шельф платформенной зоны, накапливались мелкозернистые песчаные осадки, чередующиеся в разрезе с глинами. К концу бата в центральной части стали отлагаться карбонатные осадки. Основным поставщиком терригенного материала являлась Восточно-Европейская платформа. Исходя из состава фауны, море было теплым и нормально соленым [6].



Общая картина растительности побережья рисуется следующим образом: наиболее повышенные участки рельефа были покрыты негустыми лесами из хвойных, подокарповых и цикадофитов, фрагментарные остатки которых найдены в породах байоса–бата. Это *Pterophyllum* sp., *Otozamites reglei* (Brong.) Sap., *Taeniopteris vittata* Brong. Нередко встречались подозамиты. Склоны возвышенностей были покрыты редкими хвойными *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*, роль которых к концу бата увеличилась. Прибрежные аллювиальные равнины занимала заросли папоротников, среди которых максимального обилия и видового разнообразия достигли осмундовые, диксониевые, циатейные. Схизейные были представлены родом *Klukia*. В качестве реликтов ранней юры следует отметить одиночные матониевые. Новым компонентом флоры были единичные глейхениевые, которые на юго-западе Украины появились в байос-батское время. Нижний ярус занимали плауновые, которые, по-видимому, были представлены травянистыми формами, так как находки их вегетативных частей очень редки. Споры их разнообразны — это виды семейств *Lycosporodites*, *Sellaginellidites*, *Foveosporites*. Состав байос-батских фитоценозов, а также литолого-фациальная характеристика пород свидетельствуют о теплых условиях произрастания и положительном балансе влажности, что определяет гумидный климат. Повышение роли ксерофитов в конце бата отражает наступление волны аридизации, которая между тем не сказалась на фитоценозах озерно-аллювиальных равнин с их высокоувлажненными почвами.

В раннекелловейское время опускание южного края Восточно-Европейской платформы обусловило дальнейшую трансгрессию моря на северо-восток. В келловейском бассейне несколько изменились условия осадконакопления. В центральной части моря накапливались преимущественно карбонатные породы, а в зоне шельфа — песчано-глинистые осадки.

В келловее возвышенности прибрежного рельефа по-прежнему были заняты хвойными лесами, однако в структуре их фитоценозов произошли кардинальные изменения. Абсолютной доминантой здесь стали ксерофитные хвойные родов *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*, которые вытесняли сосновые, подокарповые и цикадофиты, ранее здесь широко развитые. Сократились площади озерно-аллювиальных равнин, покрытых папоротнико-плауновыми зарослями. В их составе присутствуют таксоны, известные во флоре байос-бата, однако значительно уменьшилось представительство родов семейства *Dicksoniaceae*, *Cyatheaceae*, *Osmundaceae*. Осмундовые сохранились, вероятно, только в локальных, сильно увлажненных низинах, утратив большинство ранее существовавших видов, возможно, здесь же произрастали и единичные схизейные, подобные современным *Lugodium*, споры которых отмечены впервые в отложениях келловее. Остатки матониевых не найдены. Состав плауновых также изменился. Исчезли многие виды, свойственные среднеюрскому времени. Появились новые таксоны, споры которых имели тонкий, нежный скульптурированный периспорий. Таким образом, количественная и качественная перестройка келловейской флоры отражает изменение режима осадконакопления на территории юго-западной Украины,

а также увеличение сухости климата, отмеченное по всей территории Индо-Европейской палеофлористической области.

В оксфордском веке после широкой келловейской трансгрессии в результате региональных поднятий территорий Восточно-Европейской платформы на северо-востоке и складочного комплекса Добруджи на юго-западе море регрессировало в направлении Крымско-Кавказской области. На юго-западе Украины водоемом была занята лишь наиболее прогнутая часть Преддобруджинского прогиба, а на пологой равнине северо-восточного побережья сохранились наиболее замкнутые лагуны. В кимеридже продолжалось сокращение морского пролива. Из-под уровня вод вышли обширные площади, которые превратились в огромные аккумулятивные равнины с многочисленными озерами и болотами. Начиная с оксфорда в эволюции позднеюрского бассейна условия седиментации приобрели новый характер. Повысилась соленость воды, процессы литификации осадков проходили в окислительной среде [6].

В оксфорд-кимериджское время обширные пространства аккумулятивных равнин современного юго-запада Украины, вышедшие из-под уровня вод, стали ареной еще большего развития ксерофитных хвойных. В оксфорд-кимериджских отложениях найдена не только пыльца *Classopollis* в огромном количестве, но и облиственные ветки хвойных *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum*. Как считают многие палеоботаники, эти хвойные, произрастая преимущественно на склонах возвышенностей, на более обезвоженных почвах, были наиболее приспособлены к отрицательным балансам влажности и высоким температурам, что дало им возможность легко приспособиться к неблагоприятным климатическим условиям и широко распространиться. В оксфорд-кимеридже на юго-западе Украины лесные группировки, состоящие из сосновых, подокарповых цикадофитов, перестали существовать. Влаголюбивая папоротниковая флора сохранилась, по-видимому, лишь по обрамлениям редких низинных водоемов и состояла из единичных диксониевых и схизейных. Схизейные папоротники, споры которых сближены со спорами современного рода *Lygodium*, представлены здесь 5–8 видами. Спорадность их находок свидетельствует о минимуме увлажненных площадей в оксфорд-кимеридже. В этих же микрооазисах существовали таксоны неустановленной генетической связи, появившиеся в келловее, споры которых отнесены к формальным родам *Densoisporites*, *Staplinisporites*, *Taurosporites*. Состав оксфорд-кимериджской флоры юго-запада Украины свидетельствует о том, что она развивалась в условиях максимальной аридизации климата, приведшей к полной перестройке лесных группировок водоразделов. Повышение сухости климата оказало угнетающее действие и на папоротниковую растительность озерно-аллювиальных равнин, а для некоторых таксонов, имевших наибольшее распространение в средней юре, оказалось губительным. Аридизация сопровождалась, по-видимому, значительным повышением среднегодовых температур, что благоприятствовало развитию некоторых схизейных папоротников, правда, на очень небольших территориях увлажненных почв.

На существование аридного климата в оксфорд-кимеридже на юго-западе Украины указывают и литологические особенности отложений

этого времени: пестрая окраска пород, наличие в них хемогенных карбонатов и сульфатов.

Таким образом, сравнительный анализ флористических комплексов байос-бата, келловей и оксфорд-кимериджа юго-запада Украины показал, что перестройка растительных группировок во времени и пространстве определялась изменением физико-географической среды, в первую очередь морскими трансгрессиями, которые влекли за собой и климатические изменения. Воздействие указанных факторов, угнетая и уничтожая определенные растительные группировки, одновременно способствовало процессам миграции и расселения новых форм, в конечном счете создавая новые растительные ассоциации.

### Л и т е р а т у р а

1. Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР. Київ, 1960.
2. Вахрамеев В. А., Добрускина И. А. и др. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. М., 1970. 424 с.
3. Гольберт А. В., Маркова Л. Г. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., 1968. 150 с.
4. Красилов В. А. Палеоэкология наземных растений. Владивосток, 1972. 207 с.
5. Криштофович А. Н. Палеоботаника. Л., 1957. 650 с.
6. Романов Л. Ф. Стратиграфия юрских отложений Днестровско-Прутского междуречья // Палеонтология и стратиграфия мезокайнозоя Молдавской ССР. Кишинев, 1970. С. 3–91.
7. Яновская Г. Г. Спорово-пыльцевые комплексы верхнеюрских–нижнемеловых отложений междуречья Прут–Днестр // Проблемы палинологии. Киев, 1971. С. 80–92.
8. Chaloner W. G. Paleocology of fossil spores // Evolution and environment. New Haven – London. 1968. P. 125–128.

**И. Ю. Неуструева**

### **ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ И ЛАНДШАФТНО-ЭКОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА СОСТАВ АССОЦИАЦИЙ ЛИМНИЧЕСКИХ ОСТРАКОД В КОНЦЕ ЮРЫ–НАЧАЛЕ МЕЛА**

В современных континентальных водоемах доминирующая роль среди остракод принадлежит представителям надсемейства Cypridacea. Анализ изученных автором материалов по остракодам позднего палеозоя и мезозоя Сибири, Средней Азии и Монголии, а также многочисленные литературные данные по древним остракодам других регионов Евразии свидетельствуют о том, что перестройка сообществ пресноводных остракод, приведшая к господству ципридацей, произошла на рубеже юрского и мелового периодов. До этого времени в ассоциациях лимнических остракод преобладали дарвинулацеи и цитерацеи, относящиеся к живородящим формам, приспособленным к обитанию в постоянных водоемах

и миграции водными путями. Такие биологические особенности указанных сообществ остракод вполне соответствовали аллювиально-озерно-болотным ландшафтам, господствовавшим на континентах в условиях гумидного климата и слабой дифференциации природных зон позднего триаса—средней юры. В этих физико-географических условиях складывалась экосистема континентальных водоемов, которая характеризовалась относительно однородной средой обитания и устойчивыми ассоциациями родов остракод, не отличавшимися большим разнообразием, но имевшими обширные ареалы. Наиболее распространенной в средней юре была ассоциация родов *Darwinula* — *Timiriasevia*, прослеживающаяся в Англии [15, 25], на п-ове Мангышлак [5], в Фергане [9], Канско-Ачинском бассейне [13], Забайкалье [12], Китае [20] и Индии [22].

В отличие от дарвинулацей и цитерацей, составлявших основную часть ассоциаций лимнических остракод в течение позднего палеозоя—раннего мезозоя, представители надсемейства *Cypridacea* играли в них подчиненную роль (см. рис. 1). Наиболее древние ципридацеи на территории Евразии описаны из каменноугольных отложений Франции (по раковинам с сохранившимися внутри них остатками конечностей) под названием *Palaeocypris edwardsii* Brogniart [17]. Из пермских отложений неизвестны достоверные остатки ципридацей, охарактеризованные типичными для современных представителей этого надсемейства мускульными отпечатками и внутренней пластинкой с развитой на обоих концах порово-канальной зоной. В связи с этим следует упомянуть, что отнесению к ципридацеям пермских остракод рода *Vumella* Kalis et Mischina и семейства *Suchonellidae*, как предлагают некоторые исследователи [2], противоречит строение мускульных отпечатков у представителей названных таксонов, а также особенности внутренней пластинки и порово-канальной зоны сухонеллид, у которых она развита лишь на переднем конце (в то время как у ципридацей — на обоих концах раковины). Представители семейства *Suchonellidae* отличаются от ципридацей также наличием поперечной перегородки на внутренней стороне раковины и характером проявления полового диморфизма. Все указанные признаки высокого таксономического ранга, отличающие сухонеллид, не позволяют объединять их в одно надсемейство с ципридацеями. Таким образом, в настоящее время из палеозоя Евразии известен лишь один род ципридацей — *Palaeocypris* Brogniart.

В раннем триасе появились два новых рода ципридацей — *Clinocypris* и *Marginella*, описанных из Прикаспийской впадины и Русской платформы [7, 8], а в среднем—позднем триасе род *Cultella* [4]. Но в триасовых комплексах остракод они занимали подчиненное положение. В отложениях ранней юры ципридацеи не обнаружены. В средней юре впервые отмечены виды рода *Cypridea* (s. l.), описанные из Парижского бассейна [16] и южной Англии [25], и единичные формы других родов ципридацей [*Clinocypris* sp., *Candona* sp. indet., *Eucandona* (?)], к которым условно отнесены остатки остракод неудовлетворительной сохранности из формации Кота в Индии [22].

В поздней юре число родов ципридацей увеличилось, расширилось и их географическое распространение, но в количественном отношении

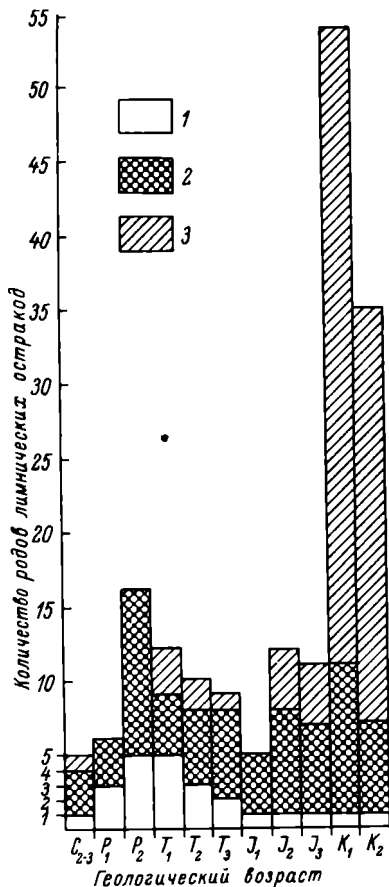


Рис. 1. Количественное соотношение родов лимнических остракод надсемейств Darwinulaceae (1), Cytheraceae (2) и Cypridae (3) в позднем палеозое и мезозое Евразии.

они все же уступали дарвинулацеям и цитерацеям. Редкие представители родов Cypridea, Paracypria (?), Cetacella, Mongolianella, Rhinocypris обнаружены в верхнеюрских отложениях Франции [23], Португалии [19], в ФРГ (Германская впадина) [21], на юге Сибири [10] и в Китае [20].

Совершенно иное соотношение представителей трех основных надсемейств неморских остракод — Darwinulaceae, Cypridae, Cytheraceae — наблюдается в их ассоциациях в раннем мелу. Доминирующая роль среди них повсеместно принадлежит ципридацеям, общее число родов которых в неокоме Евразии составляет свыше 40 (рис. 1). Наиболее характерными среди них являются Cypridea s. l., Pinocypridea, Damonella, Mantelliana, Eoparacypris, Rhinocypris, Lycoptero-cypris, Mongolianella, Daurina, Torinina, Limnocypridea, Ilyocyprimorpha, Ussuriocypris, Yumenia, Jinguella и многие другие [3, 6, 10, 11, 12, 14, 20 и др.]. Появление массового количества новых таксонов неморских ципридацей в раннем мелу носит характер „эволюционного взрыва” и, по-видимому, было обусловлено глобальными причинами.

Основными факторами, оказавшими влияние на перестройку ассоциаций остракод, явились аридизация климата и изменение ландшафтно-экологических обстановок в континентальных водоемах вследствие тектонических процессов и регрессии моря в конце юрского периода.

В результате этих событий по берегам отступивших морей возникли своеобразные „талассогенные” континентальные водоемы, отложения которых под названием фаций пурбека и вельда известны во многих странах Западной Европы. Эти новые экологические ниши были чрезвычайно благоприятны для обитания остракод, о чем свидетельствует изобилие их остатков, встречающихся в указанных фациях. Во внутриконтинентальных водоемах, удаленных от морских бассейнов, в раннем мелу также произошли существенные изменения режима. Если в условиях гумидного климата в юрское время преобладали проточные, слабо минерализованные, насыщенные гуминовыми кислотами озера,

то в зонах семиаридного и аридного климата неокома появились бесточные, с изменчивым режимом, иногда полностью пересыхавшие водоемы. Хорошая прогреваемость, богатство минеральными солями, особенно карбонатом кальция, и достаточное содержание кислорода, благоприятствовали развитию в них лимнобиоса. Ранее существовавшие ассоциации остракод, сложившиеся в стабильных условиях водоемов гумидного климата, были мало приспособлены к обитанию в новой, подверженной резким изменениям среде, что и повлекло перестройку сообществ остракод в континентальных водоемах.

Доминирующую роль в ассоциациях остракод озер аридной и семиаридной климатических зон неокома заняли представители надсемейства *Cypridacea*, которые в отличие от живородящих дарвинулаций и цитерацей откладывали большое количество яиц, обладающих защитной оболочкой против высыхания [1, 18]. Эта биологическая особенность ципридацей не только обеспечила им первенство в конкуренции с другими группами пресноводных остракод в использовании среды обитания, но и дала им возможность расселения любыми пассивными способами, в частности ветром, независимо от наличия водных путей. Появление в раннем мелу множества новых экологических ниш, которые были связаны с охарактеризованными выше континентальными водоемами, стимулировало интенсивный процесс адаптивной радиации ципридацей на различных таксономических уровнях. Рассмотренные абиотические факторы и биологические особенности остракод надсемейства *Cypridacea* привели к быстрой перестройке ассоциаций лимнических остракод на рубеже юры и мела, которая может служить одним из надежных критериев проведения границы между указанными системами в континентальных отложениях. Как показали опыты [24], яйца ципридацей переносят не только высыхание, но и замораживание, что обусловило жизнеспособность представителей этого надсемейства в разнообразных экологических условиях также и в последующие эпохи вплоть до современной, включая периоды оледенений в плейстоцене.

### Л и т е р а т у р а

1. Бронштейн З. С. *Ostracoda* пресных вод // Фауна СССР. Ракообразные. Т. II. Вып. 1. М.—Л., 1947. 339 с.
2. Кухтин Д. А. Система остракод надсемейства *Darwinulacea* // Палеонтол. журн. 1985. № 4. С. 64—69.
3. Любимова П. С. Остракоды меловых отложений восточной части Монгольской Народной Республики. Л., 1956. 174 с.
4. Любимова П. С. Новый род семейства *Cypridae* W. Baird, 1895 // Тр. ВНИГРИ. 1959. Нов. сер. Вып. 136. С. 390—392.
5. Мандельштам М. И. *Ostracoda* из отложений средней юры полуострова Мангышлак // Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. М.—Л., 1947. С. 239—259.
6. Мандельштам М. И. и др. Материалы по палеонтологии (новые семейства и роды) // Тр. ВСЕГЕИ. 1956. Нов. сер. Вып. 12, палеонтология. 325 с.
7. Мандельштам М. И., Шнейдер Г. Ф. Ископаемые остракоды СССР: семейство *Cyprididae* // Тр. ВНИГРИ. 1963. Нов. сер. Вып. 203. 331 с.

8. Мишина Е. М. Новейшие триасовые представители Podocora Русской платформы // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. М., 1972. С. 276–281.
9. Неуструева И. Ю. Остракоды юрских озер Ферганы и их палеоэкологическая характеристика // Проблемы исследования древних озер Евразии. Л., 1974. С. 37–57.
10. Неуструева И. Ю. Особенности ассоциаций остракод древних озер в условиях гумидного и аридного климата // Палеолимнология озер в аридных и гумидных зонах. Л., 1985.
11. Сеница С. М. Новые позднемезозойские остракоды Забайкалья // Стратиграфия и палеонтология осадочных геологических формаций Забайкалья. Записки Забайкальского филиала геогр. о-ва СССР, вып. ХСIV. Чита, 1973. С. 103–117.
12. Скобло В. М., Лямина Н. А. Остракоды мезозоя Западного Забайкалья (справочное руководство). Иркутск, 1980. 226 с.
13. Скобло В. М., Неуструева И. Ю. Остракоды // Юрские континентальные биоценозы Южной Сибири и сопредельных территорий // Тр. ПИН АН СССР. 1985. Т. 213.
14. Anderson F. W. New genera of Purbeck and Wealden ostracoda // Bull. of the Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geology. 1966. Vol. 11. N 9. P. 435–446.
15. Bate R. H. The Bathonian Upper Estuarine Series of Eastern England. Part I. Ostracoda // Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.) Geology. 1967. Vol. 14. N 2. P. 21–66.
16. Bernard F., Bizon J.-J., Oertli H. J. Ostracodes lacustres du Bathonien du Poitou (Bassin de Paris) // Bull. Soc. géol. France. 1956. Ser. 6. Fasc. 6. P. 753–770.
17. Brogniart Ch. Note sur un nouveau genre d'Entomostracé fossile provenant du terrain carbonifère des environs de Saint-Etienne (Palaeocypris edwardsii) // Ann. des Sci. géol. Paris. 1876. Vol. 7. N 3. P. 1–6.
18. Colin J.-P., Danielopol D. L. Sur la morphologie, la systématique, la biogéographie et l'évolution des Ostracodes Timiriaseviinae (Limnocytheridae) // Paléobiologie continentale. Montpellier. 1980. Vol. XI. N 1. 52 p.
19. Helmdach F.-F. Zur Gliederung limnisch-brackischer Sedimente des Portugiesischen oberjura (oberes callovien-kimmeridge) mit Hilfe von Ostracoden // Neues Jahrb. Geol. und Pal. Monatsh. 1971. N 11. S. 645–662.
20. Hou You-tang and al. Advance in the study of Mesozoic and Cenozoic ostracods in China // Taxonomy, Biostratigraphy and Distribution of Ostracodes. Proc. VII Intern. Sympos. on Ostracoda. Belgrad, 1979. P. 103–108.
21. Klingler W., Malz H., Martin G. P. R. Malm NW-Deutschlandes // Leitfossilien der Mikropaleontologie. Berlin. 1962. S. 159–190.
22. Misra R. S., Satsangi P. P. Ostracodes from Kota formation // Geol. survey India. Misc. Publ. 1979. N 45. P. 81–88.
23. Oertli H. J., Ziegler M. Presence d'un séquanien lacustre dans la région de Pontarlier (Dép. Doubs., France) // Ecl. géol. Helv. 1958. Vol. 51. N 2. P. 385–390.
24. Sohn I. G., Kornicker L. S. Viability of freeze-dried eggs of the freshwater Heterocypris incongruens // Taxonomy, Biostratigraphy and Distribution of Ostracodes. Proc. VII Intern. Sympos. on Ostracoda. Belgrad, 1979. P. 1–3.
25. Ware M., Windle T. M. F. Micropaleontological evidence for land near Cirecster, England, in Forest Marble (Bathonian) times: a preliminary account // Geol. Mag. 1981. Vol. 118. N 4. P. 415–420.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИСТОРИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АФГАНО-ТАДЖИКСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ОСТРАКОД

Афгано-Таджикский палеобассейн (АТП) занимал обширную территорию современного востока советской Средней Азии и Северного Афганистана (к востоку от 60° в. д.), в котором отлагались осадки кимеридж-сантона своеобразного восточно-среднеазиатского типа. Как палеоструктура типа платформенной синеклизы АТП реконструируется в составе Ферганской и Афгано-Таджикской впадин, новейших поднятий Юго-Восточного Тянь-Шаня и Северного Памира и прилегающих с запада участков Туранской плиты. На востоке, в Кашгарии, АТП замыкался за пределами СССР, на западе структурно замыкался по восточной периферии Центрально-Каракумского свода [3].

В геологической истории АТП самым значительным по длительности, количеству трансгрессий и регрессий, географическим контрастам был меловой период. В этот период АТП превращался то в обширные аккумулятивные равнины аридной зоны литогенеза, то в мелководные морские заливы — наиболее крайние на северо-восточном шельфе бассейна Тетис, то почти целиком покрывался эпиконтинентальным морем. Одной из важных особенностей АТП было то обстоятельство, что граница „суша—море” постоянно находилась внутри этого бассейна, мигрируя в нем, что обусловило едва ли не уникальное стратиграфически полное сочленение морских и континентальных формаций. Своеобразие геологической истории мела востока Средней Азии отразилось и на населении мелового моря, что послужило основанием Н. П. Луппову и Н. Н. Бобковой в развитие идей А. Д. Архангельского выделить позднемеловую Среднеазиатскую палеобиогеографическую провинцию.

Особенно контрастно своеобразие донной биоты мела и палеогена АТП подчеркивают остракоды, составлявшие существенный элемент населения бассейна. Как известно, ракушковые рачки-остракоды не имеют пелагической стадии развития, а поэтому малейшие препятствия на пути их прохореза — даже частичные и относительно кратковременные изоляции — ярко проявляются в качественном и количественном составе биохорий. С другой стороны, будучи организмами исключительно экологически валентными, обладающими как узко специализированными формами, так и формами эврибионтными, остракоды позволяют хорошо различать чисто биофациальные ассоциации и биогеографические (фауногенетические), определять направления прохореза и биогеографические связи. По облику восстановленных сообществ нетрудно установить следующие основные характеристики бассейна: глубокий (внешний) шельф (в АТП отсутствует), суб- и супралитораль, авандельту, полуизолированный или остаточный прибрежный водоем, пойменные и другие эфемерные водоемы аллювиальной равнины, устойчивые озера. Сообщества остракод и отдельные их таксоны позволяют выделять присущие им среды: океанической солёности (в АТП не обнаружены), полигалинные (1.8—3.0%),



мезогалинные (0.5–1.8%), солоноватоводные (0.05–0.5%), пресноводные (0.05%) и осолоненные (4.0%). В ориктоценозах можно различать эпи-, фито-, мезо- и эндофауну и по этим признакам, а также по степени развития мезоскульптуры, брюшных структур, передней дупликатуры и т. д. удастся восстановить характер биотопов.

Используя перечисленные выше особенности биологии современных остракод — прямых потомков меловых, — удалось проанализировать историю их биохорий в Средней Азии и на этой основе восстановить основные закономерности развития АТП.

Сводная сукцессия меловых остракод Средней Азии складывается несколькими разнородными ассоциациями (биотемами), которые выделяются по преобладающему количеству родов и видов, аналогичных либо сходных с таковыми других бассейнов из числа изученных в тегическом поясе и сопредельных морях и территориях. Эта сукцессия насчитывает свыше 500 видов и разновидностей 135 родов, 70 триб и подсемейств, представляющих 14 из 21 семейства, зарегистрированного в меловой системе Земли.<sup>1</sup> В АТП состав остракод беднее: обнаружено [2, 6, 9] 215 видов, из которых 55 формировали лимнические и солоноватоводные ассоциации, иногда породообразующие. В бассейн проникали представители следующих биотем: континентальных — европейской (берриас—баррем) и центральноазиатской (апт—альб, сеноман?), солоноватоводной среднеазиатской (сеноман, кампан, маастрихт?); морских сублиторальных: средиземноморской (поздний баррем—апт), средне-европейской (апт—средний сеноман, кампан). Наиболее специфический облик остракодам АТП придает среднеазиатская биотема (поздний сеноман—сантон), которая сформирована видоизмененными в процессе дальних миграций среднеевропейскими и средиземноморскими остракодами и значительным числом вероятно эндемичных видов.

Внутри бассейна направления прохореза остракод хорошо известны, так как подчеркиваются миграцией фаций: в общем широтном направлении с запада на восток и к северу и югу от Амударьи [1]. По мере прохореза биотемы и ценозоны теряют полигалинные виды и стенобионтные морские роды, в ценозонах и даже в ориктоценозах появляются мезогалинные и солоноватоводные роды, а нередко — отдельные лимнические эврибионты. Такие особенности хронологии и состав остракод характерны для областей сочленения низменных аллювиально-дельтовых аккумулятивных равнин и сублиторали.<sup>2</sup> Развитие АТП и остракод в мелу определяется следующими закономерностями.

Значительной связи позднеюрских морских остракод с меловыми в АТП не обнаружено: комплекс остракод келловея и оксфорда [5] содержит до 90% новых видов и до 10% — средиземноморских. Обращает на себя внимание наиболее раннее появление в оксфорде развитых *Nehticythere*, *Protocythere*, *Centrocythere* — единственное, что связывает

<sup>1</sup> Составляет не более 1/3 теоретического числа родов, относящихся к семейству Cytheridae.

<sup>2</sup> Подтверждается литологическими и историко-геологическими данными, а также теорией аллохтонного происхождения красящего пигмента красноцветных пород [1].

юрскую и меловую сукцессии, указывая на тетическое происхождение данных родов. Достоверные остракоды кимериджа—титона в АТП не обнаружены. Только в шараплинской свите в скв. Байрамали-10 встречены *Klentnicella* sp. — род, известный в титоне (?) или берриасе (?) ЧССР, в свите Кленнице. В суббореальной юре этот род неизвестен, вероятно, он является средиземноморским.

С берриаса по нижний баррем морские остракоды в АТП почти отсутствуют и только в доломитах альмурадской свиты обнаружены единичные *Pseudoprotocythere* и *Asciocythere* — формы, сходные с верхневаланджинскими Швейцарской Юры. Среднеевропейская биота берриаса—баррема, хорошо представленная на севере Средней Азии [8], в АТП не проникает. Это свидетельствует либо об изоляции севера и востока Средней Азии, либо об отсутствии фациальных связей внутри единой акватории, что препятствовало прохорезу среднеевропейских остракод на юго-восток, в область аридного карбонатакопления с пониженной соленостью.

Почти до конца баррема в АТП господствовали континентальные условия лагунно-лиманного и аллювиально-дельтового осадконакопления. Об этом однозначно свидетельствуют многочисленные лимнические и солоноватоводные виды в красноцветных отложениях четырех нижних горизонтов мела. Большинство видов имеет широкие ареалы (от Прикаспия до Монголии и от Англо-Парижского бассейна до востока Средней Азии), что говорит в пользу резкого преобладания аллювиально-дельтовых фаций над озерными. Во всяком случае в АТП не усматривается наличие фаций, длительно и устойчиво изолированных от моря пресных водоемов. Последние характеризуются нередко нацело эндемичной биотой. Единственным объектом, который по геологическим данным подходит для озерных фаций, являются известняки ляканского типа, развитые в Фергане и в Гиссаро-Алае. Пресноводные остракоды переполняют здесь отдельные пласты. Резко обедненные аналоги европейской<sup>1</sup> континентальной биоты с *Scheda*, „*Candona*”, *Darwinula*, *Rhinocypris*, *Cypridea* [2] распространены только в Афгано-Таджикской впадине, а в Фергане и южном Тянь-Шане они не известны, что является одним из доказательств отсутствия отложений берриаса—баррема в указанных районах. Еще более веским аргументом в пользу расширения АТП во времени с юго-запада на северо-восток является наличие богатых ассоциаций пресноводных остракод в калигрекском и дербентском горизонтах Афгано-Таджикской впадины, в низах ляканской (абширской), кызылпиляльской и ходжиосманской свитах Ферганы и в Гиссаро-Алае. Для них характерно наличие *Ziziphocypris*, *Drielba*, *Limnocypridea*, „*Cypridea*” — пороодообразующих ципридей. Это явный, но обедненный аналог центральноазиатской континентальной биоты, которая в Средней Азии появляется в среднеаптской части разреза, а в Западной Фергане — в низах разреза.

---

<sup>1</sup> Пресноводные остракоды в низах мела известны в Англо-Парижском бассейне, ФРГ, ГДР, Польше, Молдавии, Крыму, Прикаспии и повсеместно в Средней Азии и Западном Казахстане. Эти факты свидетельствуют о прямых биофациальных связях данных районов.

Со среднего сеномана в Афгано-Таджикской впадине, Южном Тянь-Шане и в Фергане появляется солоноватоводная ассоциация с *Sarlatina* – *Neosurprideis* – *Gobiosurpris*, образующая три ценозоны: в пестроцветных гипсоносных глинах и алевролитах акмечетской, музрабатской и акбулакской свит Афгано-Таджикской впадины и в Зеравшано-Гиссаре; в гульчинской, низах яловачской и пестроцветной свитах Ферганы.

В конце баррема АТП впервые заселяет морская средиземноморская биотома – обедненные аналоги закавказского баррема [8] с *Gubkiniella*, *Antepaijenborchella*, *Paijenborchellina*, *Annosacythere* и др. Это самая представительная и характерная биотома баррема, не имеющая аналогов ни в Северной области Средней Азии, ни во всей Средиземноморской области. В АТП ее элементы – *Antepaijenborchella* – проникли в позднем апте, в самые краевые участки клансейского моря: на Бухарскую ступень, в Южный Гиссар и Каратегин (Гарм). В центральных районах АТП в лагунных фациях окузбулакского горизонта – аналогах морской пачки – комплекс верхов баррема замещается солоноватоводными эндемиками рода *Asciocythere*.

Со среднего апта (калигретский горизонт) в АТП появляется типичная средневропейская ассоциация, но обогащенная местными видами апта–альба из Южной и Северной областей Средней Азии, существовавшая до конца среднего сеномана. В меняющихся фациальных условиях бассейна эта ассоциация образовала несколько местных зон миграционной природы, которые, однако, охватывают только западные и центральные районы АТП, где развиты морские фации. В Фергане и в Тянь-Шане эта биотома замещается континентальной центральноазиатского типа.

В позднем альбе АТП появились виды, изобиловавшие позднее, в среднем и позднем сеномане. Облик комплекса составляют представители нового рода *Turkmenicythereis*, не „проникающие” выше сеномана, распространенные также в западных областях Средней Азии и в Закавказье, но пока не обнаруженные в западноевропейском сеномане. В АТП сеноманский комплекс включает отдельные южносредиземноморские виды.

С позднего сеномана по сантон в АТП и за его пределами на западе остракоды представлены типичной среднеазиатской биотомой с *Tetisocypris*, *Brachocythere*, *Paracytheretta* – более 100 видов и разновидностей из 32 родов. Подавляющее большинство видов имеет провинциальное происхождение и только в нижнем туроне имеются мигранты из Средневропейской области. Долгое время не были известны „корни” этой биотомы, и только недавно исследования [10] меловых остракод Персидского залива показали, откуда мигрировали в Среднеазиатскую область доминирующие в ней *Tetisocypris*, брахицитериды, цитареллиды и ряд грахилеберидид: миграция шла не со стороны запада Средней Азии, а через Восточный Копетдаг, Бадхыз в восточнотуркменскую синеклизу и далее – в АТП.

С кампана комплекс резко обновляется и в нем наряду с преобладающими средневропейскими видами появляются многочисленные пайенборхеллы индопацифического происхождения. АТП нивелируется широчайшей трансгрессией, выходящей далеко за его пределы. Произошел

широкий обмен фауной трех биогеографических областей. Остракоды проникли в Западную Сибирь [9].

На основании анализа остракод удается получить биотические доказательства палеогеографического единства Ферганы, Афгано-Таджикской впадины и Северного Памира, входивших в единый АТП в платформенную стадию его развития — с конца юры по эоцен. В Фергане остракоды были впервые исследованы М. И. Мандельштамом [4], не обнаружившим характерных палеогеновых видов, которые бы не встречались в АТП и Южном Тянь-Шане.

В последующие годы у автора появился достаточно обширный материал из мела Ферганы и он полностью подтвердил отмеченную особенность ферганских остракод: в морских слоях, охватывающих комплекс отложений от основания гульчинской свиты до подошвы яловачской почти повсеместно встречается почти значительно обедненный комплекс, который в Афгано-Таджикской впадине характеризует отложения, залегающие между тагаринским и каттакамьшским горизонтами и имеющие сеноман-коньякский возраст. Ферганский комплекс отличается от южнотаджикского полным отсутствием всех полигалинных родов — макроципридид, бэрдиид, битоцитерид и других. Из всего огромного разнообразия турон-коньякских остракод Афгано-Таджикской впадины в Восточной и Южной Фергане остаются лишь около 20 видов: *Tetisocypris proceriformis* (Mand.), *Schuleridea jonesiana atraxa* Mand., *Oncocytheridea obtusa* (Mand.), *Paracytheretta supercostata* (Mand.), *P. tricostrata tadjicistanica* Andrv., *Neocythere scalaris* (Mand.), *Rehacythereis cf. gaurdakensis* (Andrv.), *Pontocypris obstipis* Mand., *P. fragilis* Mand., *Brachyocythere sphenoides dotata* Mand., *Metacytheropteron berbericus tenuicostatus* Andrv., *Segmina cristata* Mand., *Sarlatina mandelstami* Andrv., *S. leguminiformis* (Andrv.), *Cytherella facila* Mand., *Pterygocythere turonica* Mand., *Cythereis* sp.

Распределение этих видов в разрезе верхнего сеномана—турона точно такое же, как в Афгано-Таджикской впадине и в Южном Тянь-Шане: наиболее древним является комплекс с *N. scalaris* — *S. mandelstami*, затем появляются брахицитериды, тетисоциприс, *S. atraxa*, составляющие основной фон турона, и в самых верхах устричной толщи, в глинах, появляются *C. facila* — *Cythereis* sp. — зональный вид одноименной ценозоны Афгано-Таджикской впадины, охватывающей модунский и акрабатский горизонты верхнего турона (?) — коньяка. Хотя в Фергане особи всех этих видов несут явные следы угнетения, они безошибочно идентифицируются с особями из туронских и коньякских отложений Зиддинской, Раватской, Камароуской, Куттурганской впадин Южного Тянь-Шаня, где остракоды по составу являются промежуточными между южнотаджикскими и ферганскими. Единство биохорий Ферганы, Афгано-Таджикской впадины и Гиссаро-Алая подчеркивают пресноводные комплексы с *Ziziphocypris*, *Drielba* в калигресской, ляканской (абширской) и кызылпиляльской свитах, а также солонатоводные *Sarlatina legumiformis* — в музрабатской и низах яловачской свит.

Такой же состав и особенности распространения остракод в разрезе относятся и к морским отложениям турона—коньяка вдоль юго-восточной

окраины Северного Памира (Кызылджик—Рангуль). В этих отложениях был открыт комплекс с *Brachocythere sphenoides dotata* Mand., *Patellacythere ascuensis* (Andrv.), *Tetisocytris*, *Segmina* — резко обедненная ассоциация модунского—акрабатского горизонтов коньяка Афгано-Таджикской впадины. Из середины морской пачки Рангульского разреза и в самых древних слоях автор обнаружил комплекс турона с *Schuleridea jonesiana* атхаха, то есть аналоги одноименной ценозоны Афгано-Таджикской впадины и Ферганы, но в резко обедненной ассоциации. Таким образом, ни памирские, ни ферганские морские остракоды не содержат никаких элементов, отличных от Афгано-Таджикской впадины, свидетельствующих о независимом развитии.

Хорология остракод внутри АТП говорит о беспрепятственной миграции — прохорезе рачков из центра к окраинам бассейна, претерпевая отбор главным образом по отношению к солёности и обедняясь полигалинными родами и видами. Состав остракод свидетельствует о тесной связи позднеэоценового—коньякского осадконакопления в Фергане, на Памире, в Афгано-Таджикской впадине и позволяет говорить о том, что Фергана и Северный Памир в это время представляли собой краевые части единого бассейна, а не заливы, как традиционно считалось.

И наконец, последний вопрос о сочленении АТП с юга. Меловые остракоды из Северного Афганистана были изучены автором по сборам Н. П. Туаева (Ангот, Кофлатун), В. И. Корчагина и Ф. У. Ахмедзянова (Шиберганской район и скважины к северу от Мазари-Шерифа). Обнаружилось полное видовое тождество с меловыми остракодами Юго-Западного Гиссара и одинаковое стратиграфическое распространение в разрезах обоих районов. Афганские остракоды апта—сантона не содержали никаких элементов, свидетельствующих о проникновении с юга в АТП. Не наблюдается также и сколько-нибудь заметного увеличения числа особей полигалинных видов и родов при продвижении от Гаурдака к Анготу, что непременно имело бы место в случае проникновения морских трансгрессий в АТП с юга, как это очень ярко выражено в широтном профиле АТП. Следовательно, в течение мелового периода, до сантона включительно, АТП был ареной морских трансгрессий с северо-запада и юго-запада — со стороны Устюрта, Восточного Копетдага и Бадхыза, а со стороны Паропамиза бассейн был устойчиво изолирован областью сноса. И только с кампана, когда в АТП проникли элементы палео-Индопацифики и прежде всего подсемейство *Raijenborchellinae*, морские бассейны к северу и югу от Банди-Боянского поднятия, вероятно, соединились.

#### Л и т е р а т у р а

1. Андреев Ю. Н. История геологического развития Афгано-Таджикского бассейна в раннем мелу // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Вып. 2. Душанбе, 1972. С. 144—173.
2. Андреев Ю. Н. Пресноводные остракоды, наиболее важные для стратиграфии меловых отложений Востока Средней Азии // Новые виды ископаемой флоры и фауны Таджикистана. Душанбе, 1984. С. 112—123.

3. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3. М., 1968.
4. Мандельштам М. И. Остракоды из отложений палеогена Средней Азии // Микрофауна СССР. Вып. 10. Л., 1959. С. 442–525.
5. Масумов А. С. Юрские остракоды Узбекистана. Ташкент, 1973. 157 с.
6. Оразбердыев Ч. Верхнемеловые остракоды Восточной Туркмении // Автореф. канд. дис. Ташкент, 1975. 24 с.
7. Поляков В. Н., Андреев Ю. Н., Швецова Е. М. К стратиграфии неокома Узбекистана (В связи с корреляцией разрезов Каракалпакии и Гиссаро-Таджикской области) // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Вып. 2. Душанбе, 1969. С. 41–67.
8. Шилова Д. Д. Стратиграфическое расчленение барремских отложений Западной Туркмении по остракодам // Стратиграфия и палеогеография нефтегазоносных областей молодых платформ. М., 1982. С. 63–68.
9. Andreev Y. N., Mandelstam M. I. Biogeographical associations of Cretaceous ostracods in the USSR // Bull. Centre Rech. Pau-SNPA. 5 supl. 1971. P. 615–629.
10. Grosdidier E. Associations d'Ostracodes du Cretace d'Iran // Rev. Inst. franc. Petr. 1973. Vol. 28. N 2. P. 131–169.

**Ф. В. Кипрянова, Н. А. Белоусова,  
Е. Д. Богомякова, Г. Е. Рылькова**

### **ЗНАЧЕНИЕ ФОРАМИНИФЕР В ПОЗНАНИИ ФАЦИАЛЬНОЙ ПРИРОДЫ ГОТЕРИВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

Изучение ископаемых органических остатков с целью выяснения условий осадконакопления составляет суть биофациального анализа, основанного на широком использовании данных экологии и тафономии. Для суждения об образе жизни и среде обитания организмов геологического прошлого исследователи опираются на сравнительное изучение древних и ныне живущих, их строение и данные функционально-морфологического анализа, на выяснение общих закономерностей адаптации к среде существования, учитывая при этом особенности изучаемой эпохи.

Условия обитания организмов определяются как абиотическими, так и биотическими факторами окружающей среды. Изменения этих условий вызывают соответствующие изменения организмов, в частности их морфологии. Давно известно, что различные по своей природе организмы, относящиеся к разным систематическим группам, одинаково реагируют на те или иные факторы среды, что и обуславливает явление так называемой конвергенции — сходства морфологических признаков. Морские готеривские отложения, широко развитые на территории Западной Сибири, являются нефтегазоносными, поэтому выяснение палеогеографии и условий седиментации в этом бассейне различными методами имеет весьма актуальное значение. Готеривские осадочные образования регрессирующего морского бассейна Западной Сибири представлены терригенными породами: глинами, алеволитами, песчаниками, нередко выполняющими роль „покрышек” или вместилищ, кладовых нефти и газа. Исследуемая территория в это время представляла

собой глубоко вдающееся в сушу, эпиконтинентальное море, расположенное в бореальном поясе, имеющее связь как с Арктическим бассейном, так и морями Русской платформы и Средней Сибири. Такое положение этого моря оказало влияние на характер фаций и состав его фауны. Органический мир готеривского морского бассейна Западной Сибири сравнительно разнообразен. В его составе известны аммониты, гастроподы, иглокожие, многочисленные двустворчатые моллюски, остракоды и фораминиферы. Часты находки скоплений харовых водорослей и мегаспор.

Ориктоценозы фораминифер изучались по методике Ф. В. Киприяновой, разработанной в лаборатории ЗапСибНИГНИ и основанной на широком применении математической статистики, явлений конвергенции морфотипа раковин фораминифер с другими группами морских животных, принципа актуализма. За основу взят геометрический образ раковины — морфотип, заимствованный из „Основ палеонтологии” [2]. Статистические данные сводятся к получению следующих величин: числа фораминифер на 100 г навески породы, количества таксонов всех рангов, числа доминантов, процентного содержания планктона и бентоса (отдельно секреторного и агглютинированного), соотношения ассоциаций по морфотипам (независимо от таксонности и характера стенки) и др. [4]. Изучение фораминифер позволило наметить в их распределении по латерали (от берега в глубь моря) несколько смен морфотипо-доминант, соответствующих границам определенных фаций (рис. 1).

Первая фациальная зона образует несколько локальных участков и характеризуется пестротой литологического состава осадков, содержащих, как правило, фауну монотаксонного состава. Ассоциации фораминифер представлены обычно массовыми популяциями 1, реже 2–3 таксонов. Таковы палеобиоты милиаммин районов Широного Приобья и Харасовзя на севере. В первом они представлены небольшим числом раковин милиаммин, во втором с ними отмечены вернейлиноидесы и критионины. Фауна приурочена к темно-серым, тонкоотмученным, местами слюдистым глинистым отложениям с обилием растительного детрита. Небогатые ассоциации, состоящие из представителей вида *Crithionina granum* Goes. и вернейлиноидесов, отмечаются на северо-западе (Бованенковская площадь). Раковины милиаммин северных ассоциаций крупнее южных, богаче комплексы.

Современные представители рода *Miliammina* — обитатели солоноватоводных бассейнов прибрежных районов морских водоемов. „Развитие этой фауны происходит на некоторых локальных участках, в опресненных условиях, на поднятиях, возможно, заболоченных участках дна, около островов,” — пишет Е. В. Мятлюк [1]. З. Г. Щедрина отмечает милиаммин в почти пресных водах лагун, морских болот и относит их к группе мелководной фауны верхней сублиторали с постоянно или временно пониженной соленостью, сезонными колебаниями температур, на песчаных или илисто-песчаных грунтах. Брэди [2] описал вид *Miliammina fusca* из приустьевых участков побережья Англии, из зоны *Zostera*. Богатые популяции милиаммин, с незначительным числом трохамин и аммобакулитесов встречены А. В. Фурсенко среди фауны

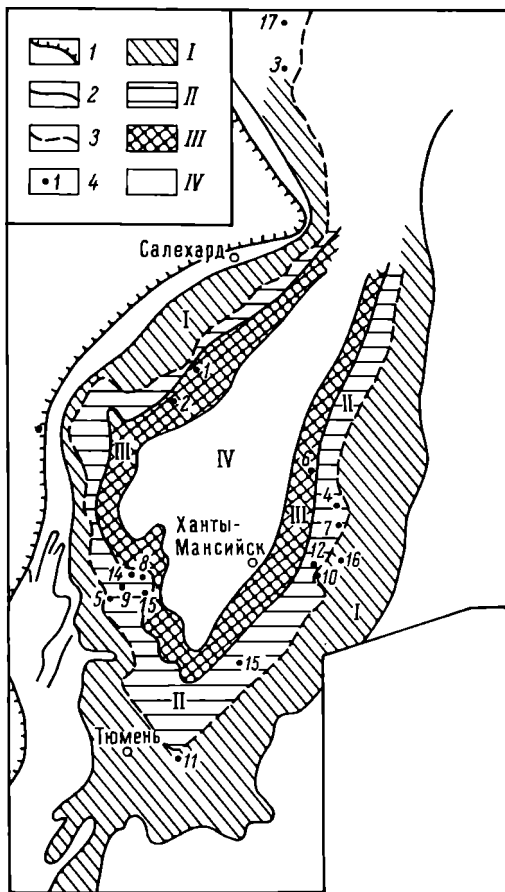


Рис. 1. Схема распространения биофаций готеривского бассейна Западной Сибири. 1 – граница распространения готеривских отложений, 2 – граница равнины, временами заливаемой морем, 3 – контур развития морских готеривских отложений, 4 – местонахождение комплексов фораминифер по площадям. Зоны: I – морские топи, болота, эстуарии, лагуны и заливы, II – морское мелководье, III – относительно глубоководная зона шельфа, IV – область осадков, не содержащих фораминифер.

эстуария лагуны Буссе [3]. Для этого участка характерны перепады солености, Ph, незначительные глубины. Нетрудно предположить, что таковы и условия существования готеривских миллиамминовых ценозов Усть-Балыкского района. Глубина водоема здесь вряд ли превышала 3–5 м. Несколько более благоприятными были условия существования миллиамминовых сообществ на севере, где раковины их более крупных размеров, а в составе ассоциаций появляются вернейлиноидесы (Харасовэй). Очевидно, на севере были чуть выше соленость морской воды и несколько большие глубины, не превышающие, однако, 7–10 м.



Разнообразнее комплекс фораминифер участка заливообразной формы южного обрамления морского бассейна (Покровская пл.). Являясь синхронным аналогом милиамминовых ассоциаций, он представлен обильными скоплениями аммоскалярий. Количество особей их достигает 600 и более, в то время как милиаммин не насчитывается и 50 раковин. На долю аммоскалярий приходится до 85 % состава всей фауны. Число таксонов — 5. В качестве сопутствующих здесь определены вернейлиноидесы, аммобакулитесы, гломоспиреллы. Отмечено наличие гастропод, остракод, огоний харовых водорослей и мегаспор водных растений. Раковины аммоскалярий из тонкозернистого материала, уплощены, изящны, почти прозрачны, с хитиновыми перегородками и почти полностью утраченным однорядным отделом, представлены лишь спиральной частью.

„Развертывание” спиральных пенероплид, по мнению В. Я. Дидковского, свойственно для спокойных условий. Впервые представители аммоскалярий обнаружены в Северном море. Хеглунд отмечает их на песчаных грунтах Гюльмар-Фиорда с глубины 20 м, с небольшими скоплениями в интервале 30—40 м. Х. М. Саидова считает их холодноводными обитателями сублиторали северных субтропиков [2]. Виды-спутники аммоскалярий широко известны в биотах прибрежных заливов, эстуариев, лагун. Андерсен [5] описывает сообщество дельты р. Миссисипи, состоящее исключительно из аммобакулитесов и милиаммин при солености вод 7—10 ‰. Эллисон [5] указывал, что аммобакулитесы эстуария Чесапикского пролива предпочитают илистые, богатые органикой осадки, покрытые пеллетами ракообразных, в толще осадка до 8—9 см, при солености 1—15 ‰.

Таким образом, развитие аммоскаляриевых ценозов Покровского участка происходило в условиях полузамкнутого залива, временами теряющего связь с морем. Это был водоем с обильной растительностью и опресненными водами, глубиной, не превышающей 10—15 м.

Более четко прослеживаются монотаксонные сообщества с гломоспиреллами, которые фиксируются в виде отдельных участков на западе и более широко известны на востоке. Доминантой в них является вид *Glomospirella continentalis* Schar., местами составляющий до 85 % ценоза, среди сопутствующих отмечаются представители саккаминид, вернейлиноидесов, аммобакулитесов, но появляются и элементы нового — крибросомоидесы, псевдоболивины и глобулины. Количество таксонов, составляющих гломоспирелловые сообщества, увеличивается до 3—5 видов. Замеры раковин гломоспирелл показали, что наиболее крупные особи шаймских ассоциаций, мелкие — верхнететеревских. Стенка раковин средней толщины, состоит из зерен одного размера, белая или кремовая, ее полость иногда заполнена пиритом. На внешней поверхности отдельных форм наблюдаются присыпки растительного детрита и слюды. Отмечается наличие как юных, так и взрослых форм. *Glomospirella continentalis* Schar. обладает уплощенной, неправильно-клубковидной раковиной, со слабо выраженным клубковидным и значительным спирально-плоскостным отделом; последнее сближает их с представителями аммобакулитесов.

Организмы, сочетавшие в процессе роста несколько морф, меняли места обитания и образ жизни. Гломоспиреллы вначале жили в среде активной динамики, а позднее предпочитали условия спокойного режима.

Таким образом, характерным для этих своеобразных сообществ является их локальное развитие, незначительная численность фораминифер или напротив — массовость популяций, наличие малого числа таксонов, составляющих их, представленных обычно видами эвригалинных форм. Свойственно это для водоемов, полностью утративших связь с морем, опресненных или засоленных. Обильная растительность местами создает условия затишья и накопления тонких илистых осадков, богатых органикой. Глубины подобных водоемов, бесспорно, невелики и колеблются в пределах первого десятка метров.

Вторая фациальная зона является внешним контуром нормально-морских условий и рассматривается нами в качестве ареала развития крибромоедесов — ассоциаций, соответствующих верхней сублиторали современных морей. Занимая по площади положение, промежуточное между биотами *Glomospirella continentalis* и зоной относительно глубокого шельфа, крибромоедесовые сообщества имеют элементы того и другого. С первыми их объединяет наличие саккаминид, со вторыми — видов-стенобионтов, присутствие секреторного бентоса. Увеличивается, становится постоянным количество таксонов в ассоциациях, число видов возрастает до 10. В массе появляются морфы трохеоидных, спирально-винтовых, спирально-плоскостных. Это псевдоболивини, лентиккулины, крибромоедесы и др. На долю крибромоедесов иногда приходится до 70%.

Отмеченные выше ценозы характеризуют участки морского мелководья, местами опресненные, но менее значительно, чем в предыдущих случаях. Наличие в составе фауны различных морфотипов характерно для участков с разнообразием грунтов. Одни организмы обитают на уплотненном субстрате — такие, как хипераминиды, некоторые из саккаминид, полиморфиниды, другие предпочитают хорошо аэрируемые участки (лентиккулины), третьим необходим тонкий, илистый грунт (псевдоболивини) и т. д. Пестроту грунтов можно объяснить пятнистым развитием растительности. Зона сплошного растительного покрова располагалась ниже.

Область относительно глубокого шельфа рассматривается нами в качестве третьей фациальной зоны. На севере она узким проливом соединяется с бореальным бассейном. В пределах этой зоны формировались глинистые и песчано-глинистые осадки. Для нее характерны богатство и разнообразие палеобиот, свойственных стабильным, оптимальным условиям готеривского времени. Численность видов, составляющих ассоциации фораминифер, достигает 15–20 видов, а количество раковин от 300 до 1000 экземпляров. Внешняя часть зоны представлена однородными, тонкоотмученными глинами с устойчивым составом фораминиферовых сообществ, в которых доминирующими являются акрулямины. В составе этих ассоциаций насчитывается до 6–10 видов. При господстве акрулямин в палеоценозах по латерали в небольших пределах меняется процентное соотношение таксонов сопутствия. В числе последних

широкое распространение получает почти весь родовой состав литуолид (7 родов), увеличивается число секреторных фораминифер, обильно представлены трохамини. Увеличение доли видов с секреторной раковиной свойственно особенно для участков северо-запада, находящихся на стыке проникновения в Западную Сибирь водных масс из европейской части Советского Союза.

Наиболее богаты и разнообразны обычно палеоценозы, в составе которых отмечается присутствие представителей вида *Trochammina gyroidiniformis* Mjatluk. Немногочисленны, но разнообразны здесь нодозарииды, встречаются дискорбиды и цератоконкрисы и др. Особенности представляют ассоциации с двумя доминантами (с содержанием более 20%), в которых постоянно присутствуют морфы клубкообразных — рекурвойдесов и гломоспирелл. Доминирующей морфой в подобных сообществах являются либо гетероморфы — акрулямины, либо трохоидные раковины — *Trochammina gyroidiniformis* Mjatl.

Итак, многообразии таксонного состава палеоценозов, обильные популяции их составляющих — свидетельство господства нормального морского режима, оптимальных условий для развития фауны. Устойчивость состава акруляминовых биот, несколько меньшая численность таксонов их по сравнению с сообществами трохамин объясняются, скорее всего, приуроченностью этой фауны к зоне сплошного развития морской растительности. Условия затишья, обычно свойственные для этой зоны, здесь, однако, возникали не на всем протяжении. Присутствие раковин морфотипа клубкообразных является подтверждением того, что существовали азрируемые участки с движением вод, т. е. придонных течений. Глубина ареала акруляминовых сообществ в основном контролируется глубиной зоны фитали, трохаминовых — интервалом несколько больших величин.

И наконец, центральная часть морского готеривского бассейна — область накопления битуминозных отложений — выделяется в качестве IV фацальной зоны. Фораминиферы здесь не обнаружены. Следует отметить при этом, что по мере приближения к зоне, непригодной для существования фораминифер, состав фораминиферовых ассоциаций постепенно уменьшается, ухудшается сохранность раковин, появляются вновь биоты монотаксонного содержания. Приспосаблиясь к условиям нарушенного газового режима, пониженным температурам, возникают массовые популяции одного вида. Таковы ассоциации эволютинелл.

Итак, первая зона характеризуется локальным развитием и пестротой осадков, многообразием биот, монотаксонных по составу, свойственных условиям латерали, участкам, полностью утратившим связь с морем.

Вторая зона прибрежного мелководья отличается увеличением числа таксонов, составляющих биоты, от 3—5 до 7—10. Среди них появляются виды-стенобиоты. Распределение осадков и фораминиферовых сообществ зависит здесь от характера береговой линии, рельефа дна и грунтов.

Третьей зоне, зоне глубоководного шельфа, свойственны более устойчивый состав осадков, наличие богатых и разнообразных по составу палеоценозов. Число видов в ассоциациях достигает 16—21, число

доминант увеличивается до 2–3 (разных по латерали). На распределение биот по площади, как и на характер осадков, оказывали влияние развитие сплошной зоны морской травы и наличие донных течений.

Центральная часть готеривского морского бассейна Западной Сибири — область накопления битуминозных отложений — фораминифер не содержит. С приближением к этой зоне состав палеоценозов третьей зоны беднеет, вновь появляются монотаксонные биоты (комплекс *Evolutinella nascens*).

### Л и т е р а т у р а

1. Мятлюк Е. В. К палеоэкологии фораминифер раннемелового бассейна Прикаспийской впадины // Новые данные по микрофауне и стратиграфии палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений СССР. Л., 1974. С. 62–88.
2. Основы палеонтологии. Общая часть. Простейшие. М., 1959. С. 481.
3. Фурсенко А. В., Фурсенко К. Б. Фораминиферы лагуны Буссе и их комплексы // Вопросы биогеографии и экологии фораминифер. Новосибирск, 1973. С. 49–118.
4. Экология юрской и меловой фауны Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1981. С. 127.
5. Anderson John B. Ecology of foraminifera from Mississippi Sound and surrounding waters // J. Al. Acad. Sci. 1968. 39. N 4. P. 261–269.

**Ф. Р. Лихт, В. С. Маркевич**

### **О СУЩЕСТВОВАНИИ ЯПОНСКОГО МОРСКОГО БАСЕЙНА В МЕЛУ**

Геологическая история Японского моря до сих пор окончательно не выяснена. Существуют разные взгляды на его происхождение и развитие, которые основаны, в первую очередь, на анализе строения земной коры и соотношения геологических структур.

Геолого-геофизические данные позволяют наметить три этапа развития земной коры в области Японского моря [7]: континентальный, субконтинентальный и субокеанический, которые, вероятно, отражают процессы ее преобразований. Эти процессы могут рассматриваться с различных позиций и соответствуют различным моделям образования и эволюции древнего Японского морского бассейна.

По затрагиваемой проблеме выделяется несколько основных точек зрения, которые занимают различные исследователи. Согласно первой из них, Японское море рассматривается в качестве реликта океана и его эволюция связывается с сиализацией первично-океанической коры в ходе геосинклинального процесса [4, 5]. Противоположная точка зрения рассматривает Японское море как новообразование, но процесс его возникновения объясняется тогда по-разному: одними — в результате уничтожения континентальной коры вследствие ее базификации [3, 19], то есть с позиций фиксизма, другими — как результат раздвига (рифтинга)

[9, 10, 17]. Рассматриваются и более сложные процессы переработки земной коры, при которых процессы деструкции континентальной коры сопряжены с процессами ее формирования в системе островных дуг [16, 18].

Детальный анализ морфотектонических и формационных особенностей Японского морского бассейна выявил его тектоническую неоднородность, которая определяет разделение бассейна на два тектонических региона (ТР) – западный и восточный, существенно различающихся геодинамическими процессами [12]. Западный ТР (большая часть Центральной глубоководной котловины и котловины Хонсю, приматериковые подводные возвышенности и возвышенность Ямато, Юго-Западная Япония) характеризуется в общем северо-восточной ориентацией морфоструктур, их разломно-глыбовым характером, активным прогибанием дна глубоководных котловин и погружением вершин подводных возвышенностей на новейшем тектоническом этапе (при соответствующем воздымании структур материкового побережья). Восточный ТР (Северо-Восточная Япония, Сахалин и прилегающая область морского дна) характеризуется преимущественно линейно-складчатым типом дислокаций и их субмеридиональной ориентацией. При этом восточный ТР рассматривается как часть более крупной линейной структуры глобального характера (линеамента), для которой характерно преобладание горизонтальных напряжений.

Таким образом, в геологическом развитии Японского морского бассейна оказываются возможными и сопряженными: реликтовая природа глубоководных впадин, процессы деструкции континентальной коры в результате ее базификации (в западном ТР), и рифогенные структуры и тектоническое сгущивание (в восточном ТР) [12]. Данное сообщение призвано дополнить палеоэкологическими аргументами лишь один аспект этой концепции – подтвердить правомочность представлений о длительности существования глубоководных впадин Японского моря (которое в целом может рассматриваться как одна глубоководная впадина), что, в свою очередь, связано с его реликтовой природой. Говоря об эволюции Японского морского бассейна, мы имеем в виду его основную особенность – существование в прошлом глубоководной впадины как отрицательной морфоструктуры (не обязательно глубоководной, как в настоящее время, но обязательно покрытой морскими водами), и сохранение этой морфоструктуры на фоне чередования „таласократических” и „геократических” эпох в геологической истории Японского бассейна. Во время первых морские воды не только заполняли глубоководную впадину, но и проникали на пространства прилегающей палеосуши, образуя мелководные акватории эпиконтинентального типа (ныне это материковое, островное побережье и подводные возвышенности), во время вторых – морской бассейн сокращался до контуров глубоководной впадины, а прилегающей суши, помимо современных побережий, становились и вершины подводных возвышенностей.

Такая интерпретация истории Японского моря противопоставляется мнению об его возникновении в плейстоцене (даже в позднем голоцене), как это полагают некоторые исследователи. Авторы считают,

что основные доказательства существования морского бассейна в области современного Японского моря в палеозое и мезозое представляют разрезы морских отложений этого возраста, известные в разных местах материкового и островного побережий. Правда, сторонники недавнего образования Японского моря также принимают во внимание эти разрезы, но их современную разобщенность они объясняют либо „обрушением” (быстрым погружением) бывшей суши, занимавшей центральную часть моря (реликтом которой является подводная возвышенность Ямато), либо раздвигом (раздвигами), на месте которых образовались современные котловины. Более вероятно, что активное погружение дна на новейшем этапе развития, особенно в западном ТР [12], является собой не новообразование глубоководной впадины, а очередную „таласократическую” эпоху в ее эволюции (правда, может быть, наиболее значительную за всю предшествующую историю). Больше возможностей имеется для проверки идеи раздвига – для этого нужны только факты, подтверждающие единство в прошлом разобщенных разрезов морских отложений палеозоя и мезозоя с материкового и островного побережий Японского моря.

Соответствующий анализ разрезов и реконструкции их былого (до раздвига) положения уже проводились [2]. К сожалению, надежных подтверждений корректности предлагавшихся построений нет и, вероятно, на существующем фактическом материале не может быть. Эти построения претерпевают существенную трансформацию с течением времени даже в представлениях одного и того же исследователя.

Задачу исследований, результаты которых приведены ниже, авторы сформулировали несколько по-особому: если на месте современной глубоководной впадины Японского моря существовал бассейн, он не мог не отразиться каким-либо образом на особенностях разрезов и, следовательно, они могут быть выявлены на его периферии литолого-палеоэкологическим анализом отложений. В качестве объекта для такого анализа были выбраны отложения на рубеже раннего и позднего мела в Сихотэ-Алине.

Принципиальные различия седиментогенеза на рубеже раннего и позднего мела определяют два стратиграфических комплекса, разделяющихся в разрезах перерывом или угловым несогласием [11]. Нижний стратиграфический комплекс составляют таухинская (берриас), ключевская (валанжин), уктурская (готерив–альб) свиты, никанская (баррем–альб) серия, включая френцевскую свиту, и их возрастные аналоги.

Общим для всех отложений нижнего комплекса является существенно терригенный характер седиментации в условиях прибрежного мелководья и низменной суши побережья палеобассейна. Последний мигрировал во времени – на протяжении образования вышеперечисленных отложений, и в пространстве – на площади современного Сихотэ-Алиня, постоянно пребывая в области современной глубоководной котловины Японского моря. Фациально-палеоэкологические условия этого бассейна и его побережья охарактеризованы многочисленными находками фауны и флоры. Первая указывает на нормальные соленость и газовый режим

вод, в которых она обитала, вторая — на относительно теплый и влажный климат [12].

Верхний стратиграфический комплекс в своей нижней части представлен алчанской (альб—сеноман), удоминской (сеноман—турон) свитами, коркинской серией (верхний альб—сеноман—турон), так называемой грубообломочной толщей из окрестностей горы Вяземского в Западном Сихотэ-Алине (сеноман—турон—коньяк?) и другими разновозрастными образованиями. Все они отличаются вулканомиктовым составом и почти повсеместно субаэральными условиями седиментации. Прежний морской бассейн покинул территорию Сихотэ-Алиня, кратковременно задержавшись лишь там, где сейчас известны выходы грубообломочной толщи. Собранные в ней остатки фауны показывают, что наряду с нормальными условиями солености и газового режима на мелководье были и опресненные участки бассейна, которые по фациальным особенностям и характеру танатоценозов представляли собой отчлененные от бассейна заливы-озера. В некоторых из них можно предположить застойный характер вод и нарушенный газовый режим [11].

Морской бассейн, как и в предыдущем случае, сохранялся в области современной глубоководной котловины Японского моря, хотя на материковой суше произошла коренная перестройка палеоморфоструктур, переориентация гидросети. В Южном Приморье были установлены прямые литолого-палеоэкологические индикаторы этого морского бассейна, так называемые иноцерамовые слои, обнаруженные Ю. Д. Захаровым [6] недалеко от устья р. Партизанской. Палеогеоморфологические реконструкции позволили определить, что данные отложения представляют собой реликт древнего пляжа с типичной текстурой „раковинной” мостовой, а сам пляж располагался в изголовье морского залива, окруженного гористой сушей и открывавшегося в сторону современной глубоководной котловины Японского моря. Основная акватория этого древнего залива примерно совпадала с современным заливом Петра Великого [11]. Существование данного морского бассейна, разделявшего палеоматерик и современную подводную возвышенность Ямато (бывшую тогда сушей), подтверждается сопоставлением палинокомплексов на рубеже раннего и позднего мела из разрезов отложений Приморья, о. Хонсю и подводной возвышенности Ямато.

Палинокомплекс Ямато характеризуется абсолютным доминированием пыльцы голосеменных (92%), главным образом за счет обилия *Classopollis* (до 52%) и появлением пыльцы цветковых (до 6%). Систематический состав спор и пыльцы сходен с верхнеальбским—сеноманским комплексом из континентальных и прибрежно-морских отложений Приморья (коркинская серия, бассейн р. Раздольной; лужкинская свита и ее возрастные аналоги, бассейн р. Самарга; алчанская свита, бассейн р. Бикин). Сходство это устанавливается по многим общим видам спор и пыльцы голосеменных и покрытосеменных. Различие состоит в том, что *Classopollis* составляет в палинофлоре Приморья всего лишь 17—20%. Видовое разнообразие цветковых и папоротниковобразных в палинофлоре Ямато ниже [14].

Ближайшим аналогом палинофлоры подводной возвышенности Ямато можно считать комплекс свиты Танохата на о. Хонсю. Он изучен

в верхней части свиты из слоя с морской фауной. Возраст отложений — верхний апт. Этот палинокомплекс характеризуется высоким содержанием пыльцы *Classopollis* (до 72%), а трилетних спор всего лишь 11%. Сходство устанавливается по значительному участию пыльцы *Classopollis*. Однако содержание цветковых в палинокомплексе о. Хонсю в целом ниже, чем в мелу Ямато, что свидетельствует о его более молодом возрасте [14].

Близкие по таксономическому составу палинокомплексы, содержащие высокий процент *Classopollis* в сочетании с пыльцой покрытосеменных, известны на Южном Сахалине из верхнего альба—сеномана, морского альба свиты Уолнат серии Фредериксбург в Техасе и др. [14].

В последние годы выполнен большой объем палинологических исследований по материалам глубоководного бурения и найдены критерии, позволяющие отличить комплексы, захороненные на суше или вблизи нее [20, 21]. В палинокомплексе мела Ямато разнообразие спор и пыльцы лишь немногим меньше, чем в континентальном альбе. Хорошая сохранность пыльцевых оболочек, частая встречаемость тетрад *Classopollis*, большое количество крупных обрывков кутикул, отсутствие микропланктона — все это свидетельствует о незначительной транспортировке. Таким образом, можно предположить, что накопление в данном месте происходило в непосредственной близости от источника, поставившего пыльцу. Известно, что растительность мелких островов и ее пыльцевая продукция почти не влияют на состав палинокомплексов морских отложений [22]. Следовательно, возвышенность Ямато представляла собой значительный массив суши.

С палеоэкологической точки зрения наибольший интерес в палинофлоре Ямато представляет *Classopollis*, который в ней доминирует. Эту пыльцу продуцировали очень своеобразные растения из вымершей группы гирмерелловых. Установлено, что они были относительно теплолюбивы и росли в основном на побережьях, возможно в мангровых зарослях, проникая по долинам рек далеко в глубь суши [8]. Особенность *Classopollis* состоит в том, в частности, что высыпавшиеся из пыльников пыльцевые зерна соединены в тетрады. Присутствие таких тетрад в захоронениях свидетельствует о том, что пыльца не подвергалась сколько-нибудь длительному переносу, иначе тетрады распались бы. В прибрежных отложениях тетрады встречаются довольно часто. Все это свидетельствует о том, что палинокомплекс захоронялся в условиях суши или вблизи нее.

Таким образом, сходство палинофлор Ямато и Хонсю и некоторые различия их с одновозрастными материковыми косвенно свидетельствуют о существовании былой водной преграды между этими древними частями суши. И на материке, и на Ямато установлены палеоэкологические индикаторы береговой линии палеобассейна, который располагался там, где находится современная глубоководная котловина Японского моря, что, в свою очередь, подтверждает ее унаследованное развитие.



## Литература

1. Берсенев И. И. Происхождение и развитие впадины Японского моря // Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток, 1973. С. 15–35.
2. Берсенев И. И. История геологического развития Приморского края в мезозое и кайнозое. Автореф. докт. дис. М., 1970. 41 с.
3. Васильев Б. И. Новые данные о времени и механизме формирования впадин окраинных морей и глубоководных желобов Северо-Западного сектора Тихого океана // Докл. АН СССР. Геология. 1975. Т. 225. № 4. С. 889–901.
4. Васильковский Н. П., Удинцев Г. Б., Карп Б. Я. и др. Японское море – реликт океана // Тр. Сахалинского комплексного НИИ ДВНЦ АН СССР. 1972. Вып. 33. С. 70–77.
5. Васильковский Н. П., Безверхний В. Л., Деркачев А. Н. и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М., 1978. 264 с.
6. Захаров Ю. Д. Сеноман-туронские (?) отложения левобережья низовьев р. Сучан // Информ. сб. Приморского геологического управления. Владивосток, 1973. С. 27–28.
7. Ковылин В. М. Строение земной коры в области Японского моря. М., 1979. 207 с.
8. Красилов В. А. Эволюция и биостратиграфия. М., 1978. 182 с.
9. Кропоткин П. Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры // Строение и развитие земной коры. М., 1964. С. 51–68.
10. Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., 1965. 336 с.
11. Лихт Ф. Р. Палеогеоморфологические реконструкции в складчатых областях (на примере Сихотэ-Алиня). М., 1975. 140 с.
12. Лихт Ф. Р. Морфотектоника и геологическое развитие впадины Японского моря // Геотектоника. 1984. № 2. С. 97–102.
13. Маркевич В. С. Альбская палинофлора Приморья // Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981. С. 116–129.
14. Маркевич В. С. Новый вид *Classopollis* из меловых отложений дна Японского моря // Палеонтол. журн. 1981. № 1. С. 129–133.
15. Маркевич В. С. Меловая палинофлора Приморья. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1982. 24 с.
16. Пейве А. В., Зоненштайн Л. П., Книпер А. Л. и др. Тектоника Северной Евразии. (Объяснит. записка к тектонической карте Северной Евразии масштаб 1:5 000 000). М., 1980. 221 с.
17. Пучков В. Н. Происхождение рифтовых морей // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 3. С. 52–68.
18. Пушаровский Ю. М., Меланхолина Е. М., Разницын Ю. Н. и др. Сравнительная тектоника Берингового, Охотского и Японского морей // Геотектоника. 1977. № 7. С. 83–94.
19. Резанов И. А. Происхождение глубоководных впадин Охотского и Японского морей // Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разв. 1977. № 7. С. 3–14.
20. Batten D. I. Miospores and other acid-resistant microfossils from the Aptian-Albian of Holes 400 A and 402 A, DSDP Ipod Leg 48, Bay of Biskay // Initial Rep. DSDP. 1979. Vol. 48. P. 579–587.
21. Hochuli P., Kelts K. Palynology of Middle Cretaceous black Clay facies from DSDP sites 417 and 418 of the Western North Atlantic // Initial Rep. DSDP. 1980. Vol. 51–53. P. 2, P. 897–918.
22. Leopold E. W. Miocene pollen and spores flora of Eniwetok atoll Marshall Islands // US Geol. Surv. Prop. Pages. 1969. 260–11. P. 1133–1185.

## ИЗМЕНЕНИЕ ДРЕВНИХ ФИТОЦЕНОЗОВ В СВЯЗИ С АЛЬБ-СЕНОМАНСКОЙ ТРАНСГРЕССИЕЙ НА ЮГЕ УКРАИНЫ

Результаты палинологических и литологических исследований, а также палеогеографических наблюдений служат надежной основой для региональных реконструкций ландшафтно-эволюционных особенностей седиментационных бассейнов геологического прошлого и воссоздания изменений структуры фитоценозов во времени. Обычно при палеогеографических исследованиях могут быть реконструированы лишь наиболее крупные, устойчиво существующие структуры биоценозов древних ландшафтов, которые прямо или косвенно влияли на особенности седиментации древних осадков или нашли отражение в сохранившихся органических остатках. Остатки макрофлоры обычно характеризуют обитателей долинных рек, болот или низменных котловин, где они погребались недалеко от мест своего произрастания, и по определению палеоботаников воссоздают „историю низинных лесов, болот и водной растительности” [2]. Спорово-пыльцевые спектры, хотя несколько и усредняют систематический состав продуцирующей флоры (вследствие разноса пыльцевых зерен ветром и поверхностными водами), несравненно полнее и представительнее отражают характер фитоценозов, в том числе и ценозов водораздельных пространств древнего ландшафта [2].

На примере юга Украины и Причерноморской впадины прослежена определенная закономерность в постепенном изменении структуры древних фитоценозов в связи с альб-сеноманской трансгрессией бассейна Тетис, шедшей с юга на север. Эта закономерность четко фиксируется в замещении по разрезу континентальных и субконтинентальных образований мелководными, глауконитовыми, кремнистыми, в различной степени карбонатными породами.

На юге Причерноморской впадины континентальные аптские отложения со следами размыва и угловым несогласием перекрывают в основном породы кристаллического докембрия и кору его выветривания и приурочены к пониженным частям древнего рельефа, сформированного эрозионной работой рек и крупных временных потоков. Абсолютные отметки кровли аптских образований постепенно изменяются от 140 у северной границы их распространения до 170 м на юге района. Древний рельеф в аптское время по своей структуре и морфологии, как показывают палеогеографические исследования, был унаследован от более древних веков. Здесь отмечается наличие широких речных долин, озерных котловин и различных понижений, выработанных водными потоками. Областью сноса при формировании аккумулятивной равнины Причерноморья являлись Украинский щит, Приазовский кристаллический массив и его отроги. В целом в аптский век Причерноморье представляло собой обширную аккумулятивно-денудационную аллювиальную равнину с фитоценозами, характерными для речных долин, прибрежно-озерных и болотных мест, южная часть которой омывалась

морским бассейном [4]. Литологический состав пород аптского седиментационного цикла отличается значительной песчанностью; тут отлагались темно-серые, черные, зеленовато-серые пески, грубозернистые и с тонкой слоистостью, редкими включениями гальки и линзами бурого угля и растительными остатками, а также с прослоями глин и бокситовых пород. Подобные литофациальные особенности пород могут свидетельствовать о влажном и жарком климате. Наличие такого климата подтверждает и систематический состав палинокомплексов.

По данным спорово-пыльцевых исследований керн многочисленных скважин, пробуренных на территории Причерноморской впадины, можно до некоторой степени реконструировать растительность отдельных ценозов древнего рельефа. Так, для палинокомплексов из пород, сформировавшихся в аккумулятивных равнинах, характерно значительное количество и видовое разнообразие спор, сближенных со спорами глейхениевых, сжизейных, циатейных, диксониевых, осмундовых, плауновых, селягинеллевых и других, указывающих на широкое распространение обильно увлажненных почв и болот. Более возвышенные формы рельефа были покрыты лесами, в составе которых доминировали хвойные, особенно сосновые и подокарповые, в сочетании с гинкговыми. В этих ценозах получили свое развитие древнейшие представители покрытосеменных растений.

Южнее Причерноморской впадины территория Равнинного Крыма в аптский век представляла собой мелководный бассейн, где отлагались в основном песчаники и алевролиты и реже известняки. Возвышенные водораздельные участки были расположены на юго-западе и в центре Предгорной гряды и Главного мегаантиклинория Крыма. Для фитоценозов этих повышенных участков характерно преобладание представителей голосеменных растений, хвойных, продуцировавших пыльцу *Classopollis*, нижний этаж ценозов занимала папоротниковая растительность [5].

К концу аптского и в начале альбского века началось опускание юга платформенной части УССР. Мелководный бассейн в Равнинном Крыму расширил свои границы и постепенно захватил Причерноморскую впадину, образовав два залива: северо-западный, распространившийся до широты г. Снигиревки, и северо-восточный — до г. Мелитополя. Эти заливы разделялись поднятием в районе с. Ивановки. Приподнятыми водораздельными участками являлись также районы Тендровской косы, сел. Большеклиновки, Чаплинки и др. [5]. В альбском мелководном бассейне отлагались глины, аргиллиты, песчаники и алевролиты, часто известковистые, с глауконитом, а также кремнистые породы. В связи с трансгрессией альбского моря в течение раннего, среднего и позднего альба на территории Причерноморской впадины изменилась структура древних фитоценозов; долины рек превращались в далеко вдающиеся в сушу лиманы, ранее существовавшие озерно-болотные понижения значительно увеличивались по площади, а низинные части аккумулятивной равнины были затоплены. Береговая линия альбского моря была сильно извилистой, в породах, сформировавшихся близ нее, отмечено большое количество водорослей, спикул губок и радиолярий, остатки насекомых, много разрушенных и измятых спор и пыльцы.

Спорово-пыльцевые комплексы из отложений, образовавшихся вблизи повышенных участков суши, состоят из пыльцы, продуцировавшейся представителями хвойноподокарпово-гинкговых лесов. На этом фоне выступает уже более разнообразная и многочисленная пыльца древнейших покрытосеменных растений [3].

Споры папоротникообразных представлены в меньших количествах, среди них доминантами по-прежнему являются глейхениевые, отмечены также схизейные, диксониевые, диптериевые, циатейные, кочедыжниковые и другие. Таким разнообразием папоротникообразных отличаются палинокомплексы, выделенные из отложений, сформировавшихся в пределах распространения фитоценозов пониженных форм древнего рельефа и озерно-аллювиальных равнин с более увлажненными почвами. Следует отметить, что в альбских палинокомплексах, отражающих различные фитоценозы, постоянно присутствует пыльца древнейших покрытосеменных растений, отнесенная к формальным родам.

Сеноманский век на территории юга Украины, как и на всей Восточно-Европейской платформе, ознаменовался обширной морской трансгрессией [1]. Отложения сеноманского яруса имеют более широкое распространение, чем альбские. Современная граница их развития довольно извилиста и проходит на широте сел Баштанки, Новопаковки Николаевской области. Абсолютные отметки кровли этих отложений изменяются от 15 м на севере Причерноморской впадины до 160–170 м у южной ее границы.

Отложения сеномана представлены в основном песками, песчаниками, глинами, глауконит-известковистой песчанистой породой с кремневыми желваками и редко известняками. Пески зеленовато-серые, серые и темно-серые; кварцевые, глауконит-известковистые и глинистые; мелко- и разнозернистые, часто с остатками растений, с редкими тонкими прослоями песчаников.

В связи с трансгрессией мелководное сеноманское море покрывало большую часть Причерноморской равнины. Морские заливы далеко вдавались в сушу, их береговая линия была извилиста. Вдоль нее располагались многочисленные острова, на континенте к возвышенным формам рельефа были приурочены водораздельные пространства. Эти водоразделы относились к отрогам Украинского щита, Приазовского кристаллического массива. Фитоценозы данных участков суши в сеномане резко изменяли свою структуру и облик, по сравнению с тем, что было характерно для альба. На более возвышенных частях древнего рельефа произрастали хвойные, гинкговые, подокарповые леса. В них появились новые элементы растительного покрова — древнейшие покрытосеменные. Сократились до минимума площади, занятые папоротниками семейств глейхениевых, схизейных, матониевых, диксониевых. Значительное место занимали селягинеллевые и плауновые. В составе спорово-пыльцевых спектров, отражающих прибрежные фитоценозы, значительное место занимают различные водоросли — обитатели морских вод.

Закономерности в распределении спорово-пыльцевых зерен в палинокомплексах и фашиально-литологические особенности пород апта, альба и сеномана на юге Украины свидетельствуют о постепенном

изменении фитоценозов в связи с трансгрессирующим с юга морем. Бывшие речные долины преобразовывались со временем в лиманы, глубоко вдающиеся в континент, на аккумулятивных равнинах происходило заболачивание и образование многочисленных озер, которые в дальнейшем также превращались в лиманы и заливы мелководного сеноманского бассейна. В лесах возвышенных мест произрастания произошел процесс вытеснения мезофитных гинкговых, подокарповых, хвойных первыми представителями кайнофитной флоры покрытосеменными. Сократились до минимума площади, занятые зарослями папоротников.

### Л и т е р а т у р а

1. Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР. Київ, 1960.
2. Верзилин Н. Н. Методы палеогеографических исследований. Л., 1979.
3. Воронова М. А., Тесленко Ю. В. Умови розповсюдження найдавніших покритонасінних на платформеній частині України // Висопні фауна і флора. Вип. 1. Київ, 1973. С. 70–79.
4. Воронова М. А. До питання про еволюцію рослинного покриву України в альб-сеноманський час та проблема границі нижньої і верхньої крейди // Висопні фауна і флора. Вип. 3. Київ, 1975. С. 122–126.
5. Плотников Л. Ф., Воронова М. А. К истории геологического развития юга Украины и Молдавии в раннемеловую эпоху // Тектоника и стратиграфия. 1977. № 12. С. 52–60.

Г. Г. М а р т и н с о н

### РЕКОНСТРУКЦИЯ НЕКОТОРЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МЕЛОВЫХ ПАЛЕОБАСЕЙНОВ АЗИИ ПО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Еще в самые ранние эпохи существования нашей планеты возникли обширные континенты, на которых в межгорных впадинах и в пределах широких платформенных пространств скапливались водные массы, образовавшие разнотипные — крупные, средние и малые — озерные бассейны.

В настоящее время достаточно детально разработана реконструкция морских и океанических бассейнов прошлого, но еще слабо изучено развитие и формирование континентальных водоемов. Вместе с тем, последние были представлены в разные времена геологической истории почти на всех континентах. Образование этих внутренних бассейнов было непосредственно связано с неоднократными геотектоническими процессами и климатическими изменениями. Возникали озера как в гумидных, так и в аридных зонах.

Большой интерес вызывают, в частности, меловые крупные внутриконтинентальные бассейны, возникавшие в Центральной Азии, Казахстане, Средней Азии и отличавшиеся своей спецификой и своеобразием их органического мира. Реконструкция этих палеобассейнов Азии стала

возможной благодаря комплексным геологическим и палеонтологическим исследованиям последних десятилетий. Изучение разнообразных древних фаун и флор позволило не только установить геохронологическое положение соответствующих осадочных пород, но и выяснить палеогеографическую и палеоэкологическую обстановку прошлого.

Ископаемые остатки континентальных организмов, в том числе моллюсков, остракод, конхострак, насекомых, рыб, черепах, крокодилов и динозавров, а также харовые водоросли и отпечатки растений достаточно конкретно свидетельствуют о широком распространении в меловое время крупных внутренних бассейнов на территории Монгольской и Китайской Гоби, в Ферганской впадине, на приморских равнинах Приаралья и Кызылкумов. Водные бассейны приморских равнин по своему характеру могут быть отнесены к лиманам, не утратившим еще в полной мере связей с соседними морскими водами. Они отличались повышенной минерализацией и присутствием отдельных морских реликтов в комплексах разнообразных гидробионтов.

Условия формирования озерно-лиманных бассейнов Восточного Приаралья и Кызылкумов несколько отличались от обстановки образования озер Центральной Азии, так как здесь происходило неоднократное внедрение морских вод, которое прерывало континентальное осадконакопление и развитие континентальной фауны. Кроме того, близость морских акваторий несколько смягчала климатическую обстановку, в результате чего происходила неоднократная смена гумидных и аридных условий. Это сказывалось как на процессах седиментации, так и на фаунистических комплексах.

Хорошим критерием для распознавания озерно-лиманного генезиса осадочных пород может служить наличие в них массивных раковин двустворчатых моллюсков, представленных надсемейством *Trigonoideoidea*, многочисленных унионид и водных позвоночных [2, 3]. В местонахождениях мела Центральной Азии, Казахстана и Средней Азии эти моллюски почти всегда сопутствуют остаткам водных черепах, крокодилов и динозавров.

Остатки древних фаун и флор в Восточном и Северо-Восточном Приаралье найдены в апт-альбских, сеноманских и турон-сантонских отложениях. Обширные Гобийские бассейны в Центральной Азии были расположены в позднемеловую эпоху на широких пространствах межгорных впадин между Монгольским и Гобийским Алтаем на севере и Ордосским горным массивом на юге. Эти крупные озерные бассейны, связанные между собой водными протоками, по данным Ч. М. Колесникова [1], отличались повышенной минерализацией вод. По данным его палеобиогеохимических методов исследования, минерализация вод в этих бассейнах колебалась от 8 до 12%, а среднегодовая температура составляла здесь 24°. Наиболее широкое распространение в данных бассейнах получили многочисленные двустворчатые моллюски, отличавшиеся крупными размерами раковин, ребристостью и толщиной створок, что указывает на субтропический климат и содержание большого количества растворенного кальция в водной среде.

Осадочные толщи озерного генезиса на Гобийской территории, представленные красноцветными и пестроцветными отложениями, возникли в интервале от сеномана до маастрихта включительно. Берега этих водоемов были сильно изрезаны заливами и бухтами, в которых обитали многочисленные моллюски, остракоды, водные черепахи и крокодилы. Встречаются там и целые поля харовых водорослей. Среди обширных акваторий возвышались крупные архипелаги островов и баров, покрытых редкой растительностью.

Характерной чертой гобийских меловых водоемов являлось их длительное существование в течение десятков миллионов лет. Их территория не подвергалась морским ингрессиям и осушению, что позволило при изучении этих отложений проследить последовательное напластование их и выяснить эволюционное развитие органического мира на протяжении длительного геологического времени.

Судя по широкому распространению гидробионтов в разных районах Азиатского материка, гобийские бассейны были тесно связаны с водоемами Юго-Восточной и Юго-Западной Азии. Так, например, родственные формы моллюсков известны из отложений Южного Китая и Индокитайского полуострова (Лаос, Таиланд), а на юго-западе — из осадочных толщ Синьцзянской Джунгарии, Ферганской депрессии, Кызылкумов и Приаралья.

Состав меловой малакофауны на всей этой обширной территории Азии свидетельствует о ее принадлежности к индо-китайской зоогеографической области. Не случайно многие моллюски Монголии, Средней Азии и Казахстана в родовом отношении очень близки к индокитайским, отличаясь от них лишь в видовом отношении. Встреченные здесь ископаемые остатки моллюсков относятся к родам *Conradens*, *Oxynaia*, *Rectidens*, *Parreusia*, *Unio* и другим, типичным для Юго-Восточной Азии. Помимо моллюсков, многие беспозвоночные и позвоночные также имеют родственные связи с фауной южных районов континента.

Механизм миграции меловой лимнической фауны пока остается еще не вполне ясным и, если позвоночные животные имели большие возможности для распространения по континентам, то расселение водных беспозвоночных могло идти только по речным артериям или благодаря временным слияниям озерной сети, в период озерных трансгрессий.

Местонахождение лимнобионтов приурочено обычно к окраинным зонам водных бассейнов. Массовое их захоронение в супралиторальной зоне позволяет восстановить границы прибрежных областей водоемов. Захороняются они также на мелководных участках, окружающих острова и песчаные бары.

Тафономические условия в позднем мелу Азии отличаются известной спецификой, что связано с особенностями гидродинамических условий водных бассейнов. Обращает на себя внимание прекрасная сохранность ископаемых остатков как экзоскелетов беспозвоночных, так и костного материала позвоночных животных. Раковины крупных двустворчатых моллюсков здесь обычно встречаются с закрытыми створками, что указывает на их прижизненное захоронение. В гобийской части Монголии в отличном состоянии найдены панцири водных черепах

и целые скелеты динозавров. Такое превосходное сохранение ископаемого материала свидетельствует о быстром захоронении остатков фауны, интенсивном приносе и быстром осаждении терригенных осадков, ибо при медленном захоронении погибших организмов происходит постепенный распад мягких тканей и последующий разброс по дну водоема костного материала скелетов позвоночных и экзоскелетов беспозвоночных животных.

Внутренние бассейны тропических и субтропических широт часто подвергались сильным штормам и бурям. Они взмучивали илистые и песчаные массы на дне водоемов, создавая мутьевые потоки, которые внезапно захватывали все живое и захороняли его. Кроме того, тропические муссонные ливни затопляли огромные прибрежные низменности, вовлекая при этом в бушующую стихию многих обитателей суши, в том числе даже древних пресмыкающихся и млекопитающих. Взмученные донные отложения, быстро оседая и покрывая погибших животных, сохранили их остатки целиком.

Изучение палеонтологических комплексов, таким образом, дает возможность устанавливать пространственное положение древних внутриконтинентальных бассейнов, их бытовую соленость, термический режим, распределение фаций и ландшафтно-климатическую обстановку соответствующего времени. Кроме того, последовательное изменение состава ископаемых животных и растений по разрезам позволяет решать вопросы геохронологии и корреляции континентальных толщ, что имеет существенное значение для геологического картирования и поисков полезных ископаемых.

#### Л и т е р а т у р а

1. Колесников Ч. М. Биохимическое изучение геохимии и термики меловых лимнических водоемов Монголии // Мезозойские озерные бассейны Монголии. Л., 1982. С. 101–126.
2. Мартинсон Г. Г. Биостратиграфия и фауна меловых континентальных отложений Таджикской депрессии, Кызылкумов и Приташкентских Чулей // Континентальные образования восточных районов Средней Азии и Казахстана. Л., 1969. С. 18–51.
3. Мартинсон Г. Г. Позднемеловые моллюски Монголии. Тр. Совм. Сов.-Монг. палеонтол. экспедиции. Т. 17. М., 1982. 82 с.

Т. Д. Билинкевич

#### ВЛИЯНИЕ АБИОТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ФАУНУ ПОЗДНЕМЕЛОВОГО БАСЕЙНА ВОЛЫНО-ПОДОЛИИ

На Вольно-Подольской плите фации в верхнемеловых отложениях отличаются друг от друга условиями образования, литологическим составом и комплексами организмов.

Брахиоподы, например, в связи со своим избирательным отношением к разным фациям, распределены в них неравномерно. Поэтому



те фашии, где они преобладают, рассматриваются подробнее. Основой для их описания послужили собственные наблюдения и материалы, коллекции Государственного природоведческого музея АН УССР (г. Львов) и литературные данные. Сведения о распределении фораминифер по фашиям заимствованы из работы С. В. Розумейко [4].

Отложения нижнего сеномана в юго-западной части Вольно-Подольской плиты чаще всего представлены кварцево-глауконитовыми песками (рис., колонка 1, график V). Ископаемые фаунистические остатки, встречающиеся в них, разнообразны. Это — обломки губок, коралловых полипов, остатки кольчатых червей (7)<sup>1</sup>, моллюсков — двустворчатых (182), брюхоногих (90), головоногих (101), а также замковых брахиопод (4). Все эти животные обитали на песчанистом дне, на что указывает состав осадка и представители инфауны — *Cyprina*, *Limopsis*, эпифауны — *Cardita*, *Plicatula*, *Arca*. В экологическом отношении подвижный бентос (76%) преобладал над прикрепленным. Здесь были детритофаги — *Glucymeris*, *Chlamys*, встречались типичные фитофаги — *Turbo*, зоофаги — *Natica*. Об относительно небольших глубинах говорит присутствие таких стенобатных форм, как *Cucullaea*, которые встречаются на 10–125 м, *Cyprina* — 25–45 м, *Cardita* — 30–40 м.

Размеры раковин, преобладание стеногайных форм (коралловые полипы, моллюски — *Cyprina*, *Cardita*, *Glucymeris*, брахиоподы — *Cyclothyris*) являются показателями нормальной солености воды.

Развитие и процветание двустворчатых моллюсков, например *Glucymeris*, *Cardita*, *Amphidonte* и других детритофагов, было возможно только в зоне активного действия волн. Большая часть фауны составлялась из теплолюбивых видов. Температура воды в раннесеноманском море была +16 — +25 °С [5, 6] (рис., колонка 1, график III).

Для брахиопод существование на гравийно-песчаном грунте в подвижной воде было неблагоприятным (рис., колонка 1, график I). Кроме того, многие участки дна занимали устрицы, которые местами образовывали банки. Присутствие же крупноресбранных, толстостворчатых, с большим фораменом брахиопод, относящихся к виду *Cyclothyris antischotoma* (Buv.), в юго-восточной части Вольно-Подольского моря можно объяснить большей глубиной на склоне подольского острова и соответственно более спокойной гидродинамической обстановкой.

Обеднение видового состава планктонных фораминифер (16–22%) также свидетельствует о неблагоприятных условиях обитания и захоронения для этой группы микрофауны (рис., колонка 1, график II).

Следовательно, в раннесеноманском море юго-западной части Вольно-Подольской плиты фауна обитала на песчанистом дне в верхней зоне сублиторали (рис., колонка 1, график IV). Бассейн характеризовался хорошей аэрацией, подвижностью, освещенностью и нормальной соленостью воды.

На большей части Вольно-Подольской плиты отложения верхнего сеномана представлены средне- и мелко-зернистыми органогенными обломочными известняками, содержащими большое количество иноце-

<sup>1</sup> Везде цифры в скобках обозначают количество экземпляров.

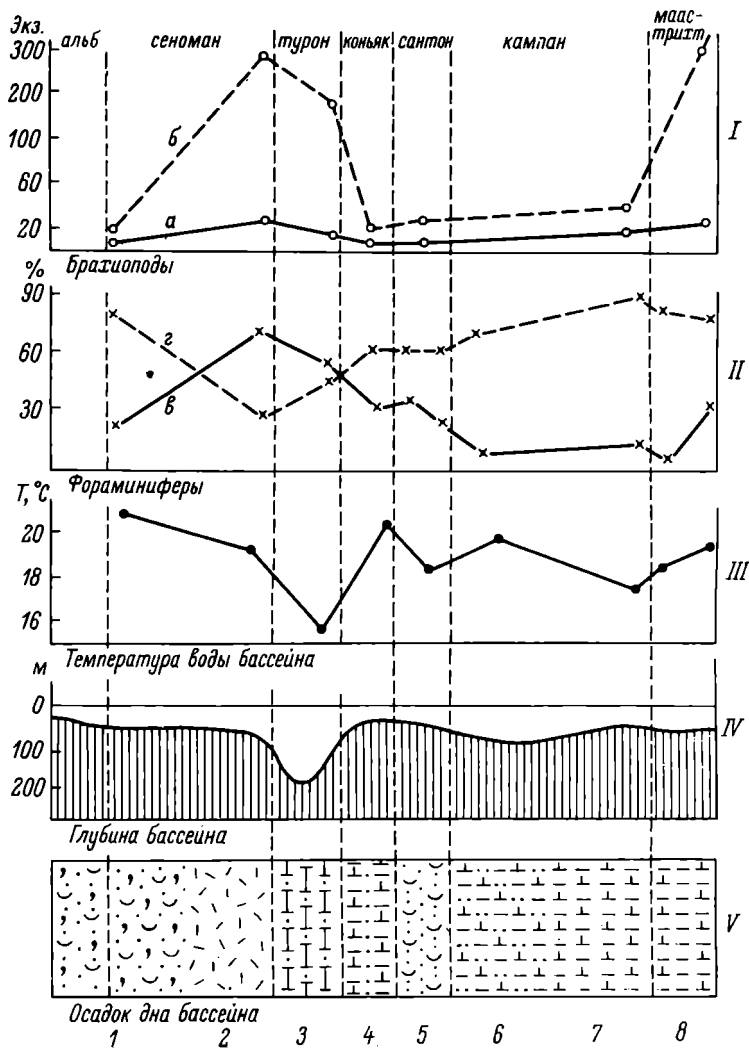


Рис. 1. Условия существования в поздне меловом бассейне на территории Во льно-Подол ии.

I – количество брахиопод: а – видов, б – экземпляров; II – процентное содержание фораминифер, по данным [4]: в – планктонных, г – бентосных; III – изменение температуры воды в поздне меловом бассейне, по данным [1]; IV – глубина поздне мелового бассейна; V – осадок дна поздне мелового бассейна: 1 – кварцеголауконитовый песок, 2 – иноцерамовый детрит, 3 – кокколито-питонеллитовый ил, 4 – глинистый ил, 5 – пески, 6 – песчанисто-алевритистый ил, 7 – известково-глинистый ил, 8 – глинисто-известковый ил.

рамовых призм. Фаунистические остатки в них многочисленные, хорошей сохранности, но фосфоритизированные. Палеоценоз был представлен комплексом: *Entolium* – *Cucullaea* – *Cyprimeria*. В зависимости от различий в местах обитания и соответственно неодинаковых экологических условий в этом палеоценозе позднего сеномана можно выделить ряд ассоциаций.

На севере Волыно-Подольского моря в то время характерной была ассоциация *Entolium* – *Gryphaea* – *Chlamys*, представленная 27 родами, 31 видом (83). Это кольчатые черви (1), двустворчатые (40), брюхоногие (20) и головоногие моллюски (7), замковые брахиоподы (10). На западе этого моря существовала ассоциация *Avellana* – *Schloenbachia* – *Cucullaea*, представленная 45 родами, 51 видом (183). В нее входили следующие систематические группы: губки (18), коралловые полипы (4), кольчатые черви (3), моллюски – двустворчатые (59), брюхоногие (35) и головоногие (25), а также замковые брахиоподы (27) и морские ежи (1). На юго-востоке соответственно современному бассейну Днепра господствовала ассоциация *Cyprimeria* – *Schloenbachia* – *Chlamys*, включающая 31 род, 51 вид (318). В ее состав входили губки (27), кольчатые черви (10), моллюски – двустворчатые (193), брюхоногие (24), головоногие (45) и замковые брахиоподы (4).

Осадок дна был представлен в основном иноцерамовым детритом (рис., колонка 2, график V). В палеоценозе преобладали прикрепленные формы – 54%, такие как губки, устрицы, брахиоподы. К зарывающемуся бентосу относились *Cyprina*, *Thracia*, *Corbula*, к подвижному – *Turbo*, *Turritella*. Основным компонентом были детритофаги (*Chlamys*, *Lima*, *Spondylus*), хотя встречались и фитофаги. Наибольшего расцвета достигли представители теплолюбивых родов и среди них *Cucullaea*, *Chlamys*, *Turbo*. Температура воды составляла +18,9 – +22,9° [1] (рис., колонка 2, график III). Наиболее многочисленными были представители родов, приуроченных к глубинам 10–80 м. Это *Anomia* (4–80 м), *Tapes*, *Chlamys*, *Turbo* (10–80 м), *Cardium* (10–125 м). В этом палеоценозе преобладали стеногайные формы – коралловые полипы, брахиоподы, моллюски (*Chlamys*, *Lima*, *Turritella*), которые указывают на нормальную соленость бассейна.

Брахиоподы в данном палеоценозе были распространены неравномерно и представлены в основном фосфатизированными ядрами (рис., колонка 2, график I). Это – *Oblongarcula beaumonti* (Arch.), *Arcuatothyris arcuata* (Roem.), *Kingena concinna* (Owen), *Malwirhynchia sigma* (Schloenb.), *Capillithyris podolica* (Zar.), *C. capillata* (Arch.), которых больше всего (как в видовом, так и в количественном отношении) в первой и во второй ассоциациях. На юго-востоке, в месте, соответствующем третьей ассоциации, где была близко расположена суша, в фауне преобладали губки, двустворчатые моллюски, которые являлись конкурентами брахиопод. Вероятно, поэтому здесь меньше всего встречено последних.

В позднесеноманском море представители микрофауны, в частности фораминиферы, были распространены также неодинаково. Для них условия существования были наиболее благоприятными тоже в первой и во второй ассоциациях, где их видовой состав более богат

и разнообразен (рис., колонка 2, график II). Преобладание планктона (72%) над бентосом (28%) свидетельствует о связи с открытым морем и о больших глубинах на этом участке бассейна.

Характер макро- и микрофауны, изменение литологического состава пород указывают на некоторое увеличение глубины бассейна в поздне-сеноманское время (рис., колонка 2, график IV). Наиболее благоприятные условия для развития фауны были в северо-восточной и центральной частях Волыно-Подольского моря. Море это здесь было неглубоким, открытым, с нормальной соленостью, с несильными придонными течениями и обилием пищевых компонентов.

Отложения верхнего турона в северной и северо-восточной частях Волыно-Подольской плиты представлены белым писчим мелом, который состоит из карбоната кальция со значительной примесью скелетов микроорганизмов. Фаунистические остатки здесь распределены более или менее равномерно по всей толще. В конце сеномана вымерли почти все представители местной фауны, особенно брюхоногие и головоногие моллюски. Появились новые роды. Массовую гибель организмов на границе сеноманского и туронского веков можно объяснить резким углублением бассейна и увеличением морской трансгрессии [3] (рис., колонка 3, график IV).

Палеоценоз названного выше времени можно отметить комплексом *Inoceramus* – *Micraster* – *Ostrea*. Выделяется здесь две ассоциации. В бассейне северной части Тернопольской области (район г. Кременец) господствовала ассоциация *Inoceramus* – *Micraster* – *Spondylus*. Фауна здесь представлена 32 родами, 61 видом (268). Это губки (1), кольчатые черви (12), двустворчатые (69) и головоногие моллюски (1), мшанки (3), замковые брахиоподы (31), морские ежи (141), морские лилии (3). Вторая ассоциация выделяется в Волинской части бассейна: *Ostrea* – *Inoceramus* – *Spongia*. Она очень бедна по числу родов и видов. Здесь насчитывается всего 10 родов и 15 видов (71), относящихся к губкам (5), двустворчатым моллюскам (26), замковым брахиоподам (38), морским ежам (5). Обилие морских ежей, в частности, указывает на мягкое илистое дно. Поселение организмов на твердых частях погибших животных и даже на иглах морских ежей также свидетельствует об отсутствии твердого дна [2]. Здесь преобладал подвижный бентос – 60%, в его составе особенно характерными были зарывающиеся виды, которых представляли морские ежи. К прикрепленному бентосу относились губки, двустворчатые моллюски (устрицы, спондиллюсы), брахиоподы. Кроме морских ежей-хилоедов, в этом палеоценозе многочисленными были фильтраторы-детритофаги – брахиоподы и многие двустворчатые моллюски. В небольшом количестве присутствовали фитофаги-черви и совсем отсутствовали зоофаги. Преобладали эвритермные виды. Температура воды составляла 14°C [1] (рис., колонка 3, график III). Многообразие морских ежей, лилий и брахиопод свидетельствует о нормальной солености воды.

Брахиоподы в данном палеоценозе представлены *Gibbithyris grandis* Sahni, *G. semiglobosa* (Sow.), *Ornatothyris latissima* Sahni, *O. sulcifera* (Morris), *O. pentagonalis* и другими (рис., колонка 3, график I). Все они

имеют тонкие створки, хорошо сохраненную скульптуру ребер, бугорки, обычно очень маленький форамен.

В писчем мелу турона обнаружен наиболее многочисленный и разнообразный комплекс фораминифер, отличающийся хорошей сохранностью форм и крупными их раковинами. Планктон (55 %) несколько преобладает над бентосом (45 %) (рис., колонка 3, график II).

Автохтонное захоронение и хорошая сохранность остатков микро- и макроорганизмов свидетельствует о спокойной гидродинамической обстановке позднетуронского моря. Слабые придонные течения доставляли достаточное количество пищи и кислорода прикрепленному бентосу — мшанкам, кольчатым червям, брахиоподам.

Верхний коньяк представлен мелоподобными глинистыми мергелями, которые узкой полосой тянутся вдоль восточного крыла Львовской мульды (рис., колонка 4, график V). Фаунистические остатки встречаются в них редко и, за исключением обломков иноцерамов, бедны по видовому составу. Брахиопод здесь мало и они плохой сохранности — обломки или деформированные ядра (рис., колонка 4, график I). Уменьшилось и количество планктонных фораминифер (25 %), (рис., колонка 4, график II). На основании палеогеографических исследований установлено, что в позднеконьякское время произошло быстрое обмеление Вольно-Подольского бассейна, создавшее неблагоприятные условия для существования фауны (рис., колонка 4, график IV).

Отложения верхнего сантона представлены мелко- или среднезернистыми песчаниками, среди которых встречаются остатки мшанок, реже — иглокожих, моллюсков и других организмов (рис., колонка 5, график V). В сантонский век бассейн Вольно-Подольский подвергся некоторому углублению и стабилизации (рис., колонка 5, график IV). Создались более благоприятные условия для развития фауны, чем в позднеконьякское время. Она обогащается, в частности, новыми видами двустворчатых, брюхоногих и головоногих моллюсков. Брахиопод там было очень мало (рис., колонка 5, график I), так как условия литорали, к которым и С. И. Пастернак [3] относит отложения верхнего сантона, были для них мало благоприятными.

Слабо окремененные песчаные мергели с рассеянными зернами глауконита и конкрециями лимонита представляют отложения верхнего кампана и нижнего маастрихта. Фаунистические остатки обнаружены в этих отложениях в хорошем состоянии, что свидетельствует о захоронении их на месте бывшего обитания организмов. Сохранились, в частности, тонкие створки раковин моллюсков с ненарушенной скульптурой, они не носят следов окатывания или переотложения. Палеоценоз здесь можно определить комплексом *Turbo* — *Cerithium* — *Leda*. В целом он представлен 125 видами (367) разных животных, входивших в состав 65 родов. Это коралловые полипы (10), кольчатые черви (26), двустворчатые (115), лопатоногие (21) и брюхоногие моллюски (143), беззамковые брахиоподы (3), замковые брахиоподы (15), морские ежи (5). В экологическом отношении преобладал подвижный бентос — 72 %. В нем было много зарывающихся форм *Nucula*, *Leda*, *Lingula*, развитию которых способствовал песчаный грунт (рис., колонка 7, график V).

Подчиненное положение занимал прикрепленный бентос — кораллы, кольчатые черви, из брахиопод — крании. В основном это были детритофаги — *Nucula*, *Arca*, *Leda*, фитофаги — *Turbo*, *Cerithium*, зоофаги — *Natica*, *Culichna*. Разнообразие видового состава моллюсков, большая их численность, нормальные размеры раковин и преобладание стеногалинных форм указывают на соленость воды в пределах нормы, что встречались представители и эвригалинных родов — *Nucula*, *Leda*, *Ostrea*. Почти одинаковое количество тепло- и холодолюбивых видов говорит об умеренной температуре воды, которая составляла +17.5 — +18.5 °C [1] (рис., колонка 7, график III).

Из брахиопод обнаружены *Lingula planulata* Alth, *Carneithyris carnea* (Sow.), *Cretirhynchia limbata* (Schloth.), *Bisulcina chrysalis* (Schloth.), *Magas chitiniiformis* (рис., колонка 7, график I). Это или зарывающиеся формы, как *Lingula*, или свободнoleжащие. Развитие двустворчатых и брюхоногих моллюсков, их видовое и количественное разнообразие, возможно, препятствовало распространению брахиопод.

Выделенный С. В. Розумейко [4] комплекс фораминифер — немногочисленный. Он характеризуется признаками их угнетенности и мелко-рослости, что свидетельствует о неблагоприятных условиях для развития (рис., колонка 7, график II). Среди этих фораминифер преобладали бентосные формы.

На основании анализа фауны можно заключить, что условия существования в позднекампанское—раннемаастрихтское время в целом улучшились, по сравнению с позднесантонским. Фауна обитала на песчанисто-алевритистом дне в верхней части сублиторали, в спокойных гидродинамических условиях, которые включали слабые придонные течения, но с достаточным количеством кислорода. Многообразие и насыщенность осадка растительным детритом подтверждает присутствие водорослей.

В пределах Львова и его ближайших окрестностей обнажаются светло-серые верхнемаастрихтские мергели, покрытые бурыми пятнами гидроокислов железа. В них выявлен многочисленный и разнообразный комплекс макрофауны (1129), среди них губки (49), кольчатые черви (27), коралловые полипы (15), моллюски — лопатоногие (17), брюхоногие (77), двустворчатые (312), головоногие (224), а также беззамковые брахиоподы (10), замковые брахиоподы (354), морские ежи (32), ракообразные (2). Палеоценоз можно охарактеризовать комплексом *Carneithyris* — *Belemnella* — *Arca*. Он существовал в зоне сублиторали (10—125 м) на мягком грунте со слабыми придонными течениями (рис., колонка 8, графики IV, V). На мягкий грунт указывает достаточно большое количество зарывающихся форм — *Leda*, *Dentalium*. Подвижный образ жизни вели морские ежи, брюхоногие, ракообразные, прикрепленный — беззамковые и замковые брахиоподы, губки, коралловые полипы. Фауна состояла в основном из детритофагов, но были и фитофаги, наличие которых говорит о присутствии водорослей. Меньший процент составляли зоофаги. В данном палеоценозе преобладали теплолюбивые формы. Температура воды +19 — +20 °C [1], (рис., колонка 8, график III). Бентос представлен в основном стеногалинными родами коралловых полипов, брахиопод, морских ежей. Брахиоподы составляют 32 %

и представлены *Cretirhynchia limbata* (Schloth.), *Carneithyris carnea* (Sow.), *C. circularis* Sahni, *Isocrania palmicosta* (Plachetko), *Craniscus* sp. и другими формами (рис., колонка 8, график I).

Комплекс фораминифер рассмотренной фауны во многом сходен с таковым из нижнего маастрихта, хотя здесь количество планктонных форм увеличивается и составляет почти 30% (рис., колонка 8, график II).

Отсутствие в верхнемаастрихтских мергелях песчаного материала и меньшее количество органических остатков свидетельствуют о том, что эти породы накопились на значительном удалении от берега и, возможно, на больших глубинах. В позднемаастрихтское время, в результате недостаточной аэрации придонного слоя, отсутствия или очень незначительных донных течений на глубинах (где не сказывалось действие поверхностных волн), ухудшился газовый режим, что негативно повлияло на развитие большинства групп организмов и привело к их сокращению, а местами и полному исчезновению.

При изучении верхнемеловых фаций и их палеоценозов установлено, что наиболее благоприятные условия для существования брахиопод были следующие: открытое море глубиной 30–125 м, температура воды не выше 20 °С, несильные придонные течения, спокойные условия накопления осадка, обилие пищи, в частности увеличение планктонных фораминифер. В этих условиях замковые брахиоподы вели обычно свободно лежащий образ жизни, имели тонкие створки, раковины гладкие или с тонкой скульптурой. Это — фации сублиторали иноцерамовых известняков (верхний сеноман), писчего мела (верхний турон) и глинистых мергелей (верхний кампан—верхний маастрихт). В фациях кварцево-глауконитовых песков (нижний сеноман), мелоподобных глинистых мергелей (верхний коньяк), кварцевых песчаников (верхний сантон), то есть резко прибрежных, соответствующих литорали или верхней части сублиторали, брахиоподы отсутствуют или они представлены единичными формами плохой сохранности.

#### Л и т е р а т у р а

1. Берлин Т. С., Пастернак С. И., Хабаков А. В. Определение температур по отношению кальция к магнию в кальците позднемеловых ископаемых Волыно-Подольской плиты и Львовской мульды // *Геохимия*. 1968. № 9. С. 1128–1131.
2. Гинда В. А. Позднемеловые морские ежи Волыно-Подольской плиты. Автореф. канд. дис. Львов, 1965. 15 с.
3. Пастернак С. И. Біостратиграфія крейдових відкладів Волино-Подільської плити. Київ, 1959. 98 с.
4. Розумейко С. В. Фораминиферы верхнемеловых отложений юго-запада Восточно-Европейской платформы. Киев, 1978. 151 с.
5. Owen R. Oxygen isotope paleotemperature measurements on cretaceous *Belemnides* from Europe, India and Japan // *J. Paleontology*, 1961. Vol. 35. P. 1077–1084. 3 Abb.
6. Lowenstam N. A., Epstein S. Paleotemperatures of the postaptien Cretaceous as determined by the oxygen isotope method // *J. Geology*. 1954. Vol. 62. P. 207–248.

## ПАЛЕОАЛЬГОЦЕНОЗЫ ПОЗДНЕПАЛЕОГЕНОВОГО ЮЖНО-ТАДЖИКСКОГО ПАЛЕОБАССЕЙНА

Южно-Таджикский позднепалеогеновый палеобассейн, существовавший на нынешней территории Южно-Таджикской депрессии и Гиссарского хребта, являлся окраинной частью крупного Евразийского моря. На востоке рассматриваемая акватория ограничивалась континентальным массивом Памиро-Дарваза, на севере — островной сушей Южного Тянь-Шаня.

Верхнеэоценовые (риштанские, исфаринско-ханабадские слои) и олигоценовые (сумсарские и шурьсайские слои) отложения изученного региона содержат многочисленные микрофитофоссилии сухопутного и морского происхождения. Споры и пыльца наземных растений встречены совместно с диноцистами, одноклеточными зелеными водорослями и акритархами. Содержание этих ископаемых планктонных организмов в осадках, степень фоссилизации, изменчивость видового состава, обилие и часто размеры находятся в прямой зависимости от фациальной принадлежности вмещающих пород, поэтому в последнее время микрофитопланктон используется в качестве индикатора некоторых характерных особенностей древних бассейнов, в частности, положения береговой линии, температуры и солености вод, насыщенности их биогенными организмами и т. д. Ниже приводятся некоторые факторы биологии микропланктона в Южно-Таджикском палеобассейне в разные стадии его существования.

### Верхний эоцен

В раннериштанское время на фоне общего прогибания территории заметно усилились восходящие колебательные движения, приведшие к обмелению морского бассейна, существовавшего в туркестанское время. В восточных районах при относительно спокойных гидродинамических условиях отлагались в основном олигомиктовые алевритовые, в западных — олигомиктовые песчаные осадки [9]. Упомянутые осадки заселяли секрещионные фораминиферы очень бедного и однообразного состава с преобладанием *Gavelinella vialovi* (N. Вук.), тонкостенные двустворки, остракоды, роющие раки и черви.

Остатки микрофитопланктона в рассматриваемых отложениях немногочисленны и состоят из сферических толстостенных одноклеточных зеленых водорослей *Crassosphaera concinna* Cooks. et Manum и более мелких *S. minor* Kriv.-Hutt., свидетельствующих о мелководном характере биотопа. Это вполне согласуется с данными по совместному нахождению устриц и сообщества с *Gavelinella vialovi*, для которого Р. М. Давидзон [4, 5] указывает глубины, не выходящие за пределы мелководной зоны шельфа. Э. Надь [18] считает *S. concinna* видом, существовавшим в морских условиях. Этот вид, видимо, мог жить как в нормально-морских



так и в несколько опресненных водах, характерных для раннериштанского бассейна на территории Южно-Таджикской депрессии и соседнего Ферганского водоема [2].

В среднериштанское время бассейн седиментации значительно обособился от открытого моря, что привело к развитию лагунных осадков. Соленость вод была настолько высока, что почти повсеместно происходила садка сульфатов кальция [9]. Впоследствии интенсивные восходящие движения в области сноса привели к активному привносу терригенного материала и формированию преимущественно красноцветных обломочно-глинистых осадков. В этих отложениях микрофитопланктон отсутствует, за исключением единственного экземпляра *Deflandrea phosphoritica* Eis., найденного в разрезе Чигим на востоке региона. Проксимо-каватные диноцисты рода *Deflandrea* характерны для мелководного моря [3]. Неблагоприятные условия жизни для фитопланктона, нужно предполагать, явились причиной нарушения пищевого режима зоопланктона, нектона и бентоса, отсюда крайняя скудость находок фораминифер, остракод и других организмов.

В позднериштанское время связь бассейна седиментации с открытым морем улучшилась и установился морской режим осадко-накопления. В восточной части территории накапливались главным образом алевритовые и песчаные осадки, в которых обнаружено небольшое количество видов *Crassosphaera* и *Pterospermopsis*, обрывки хоратных диноцист. Такой состав крассоферового палеоальгоценоза с *S. concinna*, видимо, является характерным для мелководной зоны шельфа, что подтверждается находками большого количества остатков роющих раков и устриц, которые в современных морях наиболее часто встречаются на глубинах не более 50 м [2].

На территории Гиссаро-Туркестанской горной области в течение риштанского времени отлагались песчано-глинистые осадки. Как и в более восточном районе, здесь в это время существовал крассоферовый палеоальгоценоз с количественным преобладанием *S. concinna*, но значительно более богатый и своеобразный. Доминирующими были крассоферы и проксимо-каватные диноцисты с толстостенным внутренним телом, которые захоронялись в мелководных прибрежных участках моря, недалеко от берегов Гиссаро-Туркестанской островной суши. Плотная оболочка, видимо, служила защитой организмов от неустойчивого гидродинамического режима вод. Разнообразие и хорошее развитие орнаментации динофлагеллат свидетельствуют о теплых водах палеобассейна и солености, приближающейся к нормальной морской. Довольно большое количество диноцист, по-видимому, является показателем того, что содержание в биотопе таких биогенных веществ, как кислород и двуокись углерода, было достаточным для жизнедеятельности подвижных стадий этих организмов.

В риштанское время для региона был характерен субтропический, почти тропический, с элементами аридизации климат [8]. Современная климатическая зона саванн и субтропических лесов, с которой наиболее сходны континентальные палеоландшафты риштанской суши, характеризуется средней температурой самого холодного месяца +18°, осадками

1000–2000 мм в год и зимней температурой воды более +20° [11]. Риштанское море было мелководным, теплым, с меняющейся соленостью – от нормально-морской, несколько опресненной и до осолоненной лагуны. В отдельные моменты насыщенность вод биогенными элементами была достаточно высока для обеспечения нормальной жизнедеятельности микрофитопланктона.

В и с ф а р и н с к о - х а н а б а д с к о е время территория испытала активное прогибание, морской бассейн углубился и, видимо, несколько расширил свои границы. Преимущественное развитие получили обогащенные алевритом глинистые осадки. В западных районах доминировали их бескарбонатные разности, на востоке – помимо бескарбонатных глинистых илов существенную роль играли известковые глинистые илы [9].

В начальный этап рассматриваемого возрастного интервала в море существовало два палеоальгоценоза: первый, представленный динофлагеллатами с доминированием *Deflandrea phosphoritica* Eis. s.l., *Rhombodinium rhomboidea* Alb., обнаружен в отложениях из естественных обнажений и скважин восточной и центральной частей Южно-Таджикской депрессии; второй, представленный крассоферами с преобладанием *Crassosphaera concinna* Cooks. et Manum и *C. tuberculata* Olej., установлен в естественных обнажениях Гиссарского хребта и в некоторых точках на востоке региона.

Богатство и систематическое разнообразие планктонных водорослей, характерные для динофлагеллатового палеоальгоценоза, говорят об исключительно благоприятных условиях его биотопа и о том, что он существовал на довольно значительном расстоянии от берега. Господство различных форм рода *Deflandrea* и видов родов *Rhombodinium*, *Wetzeliella*, *Palaeocystodinium* с толстостенным внутренним телом свидетельствует о небольшой глубине моря. Д. Д. Бузуруков [1] отмечает преобладание в этой части бассейна родов моллюсков, характерных для глубин сублитеральной зоны. Среди бентосного населения распространен относительно глубоководный, булиминово-аномалинидовый палеоценоз [4, 5].

Крассоферовый палеоальгоценоз в систематическом отношении беднее первого. Здесь доминируют в основном виды *Crassosphaera concinna* и *C. tuberculata*, диноцисты малочисленны. Обедненность состава и такие морфологические особенности крассофер, как толстостенность, отсутствие выростов, позволяют сделать вывод о том, что глубина его биотопа еще меньше, чем у биотопа динофлагеллатового палеоальгоценоза.

Об эври- или стеногалинности различных видов ископаемых динофлагеллат можно судить по видам древних родов (*Peridinium*, *Gonyaulax*, *Gymnodinium*), обитающих в современных морях, а также по нахождению их в отложениях вместе с другими органическими остатками, захоронявшимися в осадках морского и солоноватоводного генезиса. В составе установленных палеоальгоценозов имеются виды *Deflandrea phosphoritica* subsp. *phosphoritica* Eis., *Palaeocystodinium golzowense* Alb., *Rhombodinium rhomboidea* Alb., известные из отложений, формировавшихся в морских бассейнах с нормальной соленостью [3]. Следовательно, развитие микрофитопланктона в палеобассейне исфаринско-ханабадского

времени также происходило в водах с соленостью, близкой к нормальной морской. Анализ фауны моллюсков также показал, что большинство родов являются стеногалинными и предпочитают нормальную соленость воды [1].

Снабжение биотопов обоих палеоальгоценозов питательными веществами, по-видимому, несколько различалось. В биотопе, где существовал динофлагеллатовый палеоальгоценоз, содержание кислорода, двуокиси углерода, нитратов и фосфатов способствовало массовому развитию водорослей; в биотопе, где получили развитие главным образом крассосферы, были иные условия среды, в которых, вероятно, недостаточное поступление каких-то биогенных элементов с изменением других факторов привело к обеднению состава палеоальгоценоза.

Изобилие микрофитопланктона, как первоначального звена пищевой цепи, дало толчок к бурному развитию органического мира исфаринско-ханабадского моря. Среди обитателей дна были обычные разнообразные фораминиферы, остракоды, устрицы, тонкостенные двустворки, гастроподы, иглокожие, в грунте жили роющие раки, серпулы и другие черви, нектон представлен акулами (найлены редкие экземпляры зубов), костистыми рыбами (постоянные находки чешуи) и головоногими моллюсками (род *Aturia*) [1].

В конце исфаринско-ханабадского времени по-прежнему отлагались преимущественно глинистые осадки. В данный этап, характеризующий собой начало регрессии, почти на всей территории Южно-Таджикской депрессии и Гиссарского хребта установился мелководный режим осадконакопления и образовывались в основном алевритистые известковые глинистые илы. Во всем бассейне был распространен единый, довольно обедненный палеоальгоценоз с доминированием крассосфер, характерный для мелководья. Присутствие небольшого количества проксимокватных диноцист с хорошо выраженными роговыми выступами позволяет сделать вывод о довольно высокой температуре вод биотопа и о солености вод палеобассейна, близкой к нормальной морской. По данным Н. А. Ясаманова [17], температура приповерхностных частей мелководных участков позднеэоценового Южно-Таджикского моря достигала  $+21.5^{\circ}$ . Работы по изучению биологических особенностей сообществ бентосных организмов, в частности моллюсков [1, 12, 13, 15], фораминифер [4, 5], остракод [7, 8], позволили выявить те же особенности палеобассейна конца исфаринско-ханабадского времени: тепловодность, мелководность, нормальную морскую соленость.

К этому времени климат несколько меняется. Оставаясь по-прежнему субтропическим, аридным в начале исфаринско-ханабадского времени, к концу его он изменился в сторону некоторого похолодания и добавочного увлажнения. Следует подчеркнуть, что как морские, так и континентальные ценозы конца позднего эоцена отличались богатством и многообразием. Исфаринско-ханабадское время ознаменовалось завершением определенного этапа развития флоры и переходом к новому этапу, вызванному значительными изменениями географической среды.

Сумсарское время характеризуется дальнейшим обмелением бассейна седиментации. В восточных районах отлагались преимущественно обогащенные алевритом красновато-бурые известковые глинистые илы. В начале сумсарского времени здесь был распространен крассосферовый палеоальгоценоз с доминированием *Crassosphaera tapumii* Kriv.-Hutt., количество экземпляров других видов зеленых водорослей невелико, динофлагеллаты единичны. В конце сумсарского времени палеоальгоценоз становится более бедным, в нем преобладают *S. tapumii*, *S. minor*, *Tasmanites*, диноцисты исчезают. Крассосферовый палеоальгоценоз восточной части сумсарского моря, содержащий всдоросли однообразного толстостенного сферического строения, характеризует, по видимому, очень мелководный бассейн с пониженной соленостью. Об этом говорит почти полное отсутствие в нем динофлагеллат. Здесь же был распространен нонионидовый палеоценоз с повышенным содержанием эльфидиид, способных жить в опресненных условиях [4, 5].

В западной части территории в сумсарское время существует также крассосферовый палеоальгоценоз с *S. tapumii*, но значительно обогащенный различными динофлагеллатами. Такой состав сообщества характерен для теплого, мелководного моря с гидрхимическим режимом, близким к нормальному морскому. В этом районе Р. М. Давидзон [4, 5] описывает аномалинидовый палеоценоз, который обычно заселяет верхнюю часть сублиторали (глубины от первых метров до 50–60 м).

В шурьсайское время возросла роль положительных тектонических движений, что привело к общему подъему территории и дальнейшему сокращению акватории олигоценового бассейна. Шурьсайский этап начинается кратковременной трансгрессией, уничтожившей частично ранее отложившиеся осадки на территории западных районов. В пределах междуречья рек Вахша и Сурхандарьи отлагались красноцветные обломочно-глинистые осадки в основном в континентальных условиях. На остальной территории господствовал лагунно-континентальный режим седиментации и формировались преимущественно красноцветные обломочно-глинистые осадки [6].

Распространенный в бассейне шурьсайского времени крассосферовый палеоальгоценоз с доминированием *Crassosphaera minor* оказался наиболее приспособленным к изменениям условий, связанных с обмелением и опреснением шурьсайского бассейна. Это предположение подтверждается и палеозоологическими исследованиями. Проведенный И. Н. Исаявой (по устному сообщению) и А. Б. Махкамовым [7, 8] анализ комплекса остракод, в который входят представители родов *Eucypris*, *Kassini*, *Glyocypris* дает возможность сделать вывод о том, что эта фауна формировалась в бассейне с пониженной соленостью. Кроме того, совместно с остракодами были найдены остатки харовых водорослей, являющихся показателями пресноводной или солоноватоводной среды обитания.

Изучение палеоэкологии комплексов моллюсков рассматриваемого времени [12, 13, 14] показало, что на территории современного Гиссарского хребта и его юго-западных отрогов могли существовать только

эвритермные формы. Бассейн, где жили такие моллюски, не имел постоянной солености и соответствовал глубинам литоральной зоны.

Все приведенные выше факты свидетельствуют о том, что палеоальгоценоз шурьсайского времени формировался в условиях мелководного моря или лагуны, температура и соленость вод которых претерпевали изменения. В этих условиях могли развиваться только некоторые представители микрофитопланктона.

Климатическая обстановка изменилась, произошло некоторое смягчение климата в сторону увеличения увлажнения и постепенного похолодания. В целом климат олигоцена был довольно влажным и жарким, что подтверждается наличием гипсов в отложениях шурьсайского времени. Сульфаты кальция считаются характерными образованиями аридных областей [16].

В конце шурьсайского времени в результате активизации тектонической деятельности изученная территория была полностью выведена на дневную поверхность. Море отступило далеко на запад. Так был завершен морской цикл осадконакопления, после чего наступила новая фаза развития территории, характерной чертой которой являлось формирование исключительно континентальных осадков.

Таким образом, в позднеэоценовое и олигоценовое время на изученной территории господствовал в основном морской режим осадконакопления. Южно-Таджикский палеобассейн прошел в своем развитии три стадии существования: открытое море (исфаринско-ханабадское время), обособленное море (ранне- и позднериштанское; сумсарское время) и лагуна (среднериштанское и шурьсайское время). Для палеоальгоценозов, распространенных в палеобассейнах всех стадий, характерно доминирование одноклеточных зеленых водорослей рода *Crassosphaera*, лишь в динофлагеллатовом палеоальгоценозе раннеисфаринско-ханабадского времени доминантами были проксимо-каватные диноцисты родов *Deflandrea* и *Rhombodinium*.

Эволюция изученных палеоальгоценозов во времени указывает на возрастающее обеднение их систематического состава: первыми в середине олигоцена исчезают динофлагеллаты, а затем и зеленые водоросли. По материалам автора последние продолжали существовать в миоценовом море Южного Приаралья и Туркмении и в плиоценовом море Керченского полуострова, в то время как эоценовые и раннеолигоценовые динофлагеллаты в морях неогенового моря почти не встречаются.

## Л и т е р а т у р а

1. Бузуруков Д. Д. Условия обитания моллюсков ханабадского моря на территории современной Таджикской депрессии // Геологическое строение и нефтегазоносность Таджикистана. Душанбе, 1974. С. 183–195.
2. Геккер Р. Ф., Осипова А. И., Бельская Т. Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии. Ч. II. М., 1962. 332 с.
3. Григорович А. С. Микрофитопланктон меловых и палеогеновых отложений Северного склона Украинских Карпат и его стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. Львов, 1969. 20 с.

4. Давидзон Р. М. Палеоэкология фораминифер и стратиграфия верхних горизонтов палеогена (верхний эоцен—нижний олигоцен) Таджикской депрессии. Автореф. канд. дис. Душанбе, 1969. 27 с.
5. Давидзон Р. М. О батиметрических условиях позднеэоценового—среднеолигоценового Таджикского морского бассейна // Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Вып. 5. Душанбе, 1973. С. 112—127.
6. Крейденков Г. П., Олейник В. В., Бузуруков Д. Д. Геологической истории Юго-Западного Таджикистана в палеогеновом периоде // Геологическое строение и нефтегазоносность Таджикистана. Душанбе, 1974. С. 149—173.
7. Махкамов А. Б. Остракоды палеогена Таджикской депрессии и их стратиграфическое значение. Автореф. канд. дис. Душанбе, 1980. 21 с.
8. Махкамов А. Б. Палеоэкология палеогеновых остракод Таджикской депрессии. — Докл. АН Тадж. ССР. 1981. Т. 24. № 12. С. 747—750.
9. Олейник В. В. Литология и условия образования эоценовых и нижнеолигоценовых отложений некоторых районов юго-востока Средней Азии. Автореф. канд. дис. Душанбе, 1972. 22 с.
10. Олейник Э. С., Олейник В. В. Климатические условия формирования палеогеновых отложений Юго-Западного Таджикистана // Матер. научн. конф., посвящ. 10-летию Тадж. компл. лаборатории ВНИГНИ. Душанбе, 1970. С. 55—56.
11. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., 1962. С. 325—370.
12. Салибаев Г. Х. К стратиграфии верхних горизонтов палеогена Таджикской депрессии // Изв. Отд. физ.-техн. наук АН Тадж. ССР. 1966. № 2 (20). С. 103—106.
13. Салибаев Г. Х. Стратиграфия верхних горизонтов палеогена Ферганы, Таджикской депрессии и Гиссарского хребта на основании изучения комплексов видов моллюсков. Автореф. канд. дис. М., 1966. 21 с.
14. Салибаев Г. Х. Стратиграфия и моллюски нижней части массагетской серии Таджикской депрессии. Душанбе, 1975. 139 с.
15. Салибаев Г. Х. Результат изучения видового состава комплекса моллюсков кушанских (исфаринско-ханабадских) слоев Таджикской депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 1. С. 135—138.
16. Страхон Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М., 1962. 212 с.
17. Ясаманов Н. А. Палеотермометрия палеогеновых морей юга СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 4. С. 134—141.
18. Nagy E. Microplankton from the Neogene of Hungary // Rev. Palaeobot. Palyn. 1967. Vol. 2. P. 343—347.

**Л. Е. Невмирич, А. П. Щавелева**

### **БИОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛИГОЦЕНОВОГО БАСЕЙНА ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОГРУЖЕНИЯ КОПЕТДАГА**

Копетдагский олигоценовый бассейн представлял собой часть краевого материкового моря, занимавшего обширные пространства Средней Азии и юга Восточно-Европейской платформы в области ее сочленения с зоной Альпийской складчатости. Он характеризовался чрезвычайной пестротой литологического и микрофаунистического состава.

Рассматриваемый нами район располагается на территории юго-западного погружения внутренних складок Западного Копетдага (рис. 1). В основу расчленения олигоценовых отложений этого района положена

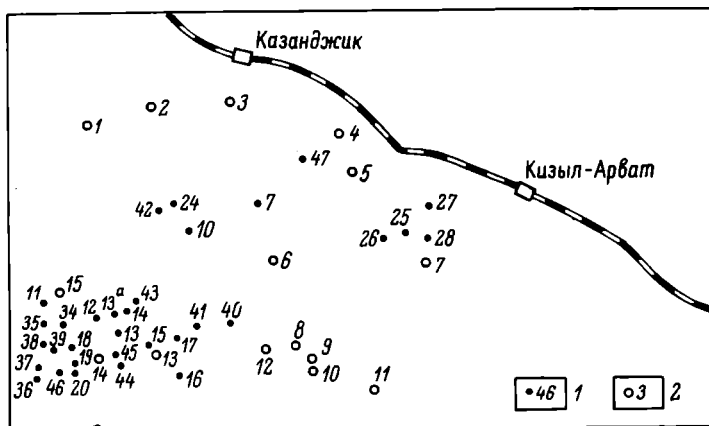


Рис. 1. Схема расположения скважин (1) и обнажений (2), вскрывших олигоценые отложения на территории юго-западного погружения Копетдага.

Обнажения: 1 – Даната, 2 – Обой, 3 – Кызыл-Чешме, 4 – Иланлы, 5 – Эзет, 6 – Каплар, 7 – Араздов, 8 – Карасюри, 9 – Уйля, 10 – Беглик, 11 – Кулмач, 12 – Карти, 13 – Календжа, 14 – Бекибент, 15 – Геокаба.

стратиграфическая схема, разработанная авторами в 1972 г., с добавлением новых данных, полученных при обработке материалов крупномасштабных геолого-съёмочных работ, проводимых Туркменской геологической экспедицией Управления Геологии Туркм. ССР.

В результате предпринятых исследований выяснилось, например, что разновозрастные комплексы древних фораминифер в разных районах Западного Копетдага различались как по систематическому составу, так и в количественном соотношении, относясь к различным палеоценозам. Для изучения палеоэкологии широко использовались статистические данные. Основу принятой методики составило выделение палеоценозов и изучение закономерностей их смены во времени, соответственно остаткам фораминифер, находимых и учитываемых по разрезам и по площади.

В ранне-среднем олигоцене, во время „*Lenticulina herrmanni*”, в юго-западной части Западнокопетдагского бассейна формировались следующие палеоценозы: гавелинелловый, гавелинеллово-спироплектамминовый, спироплектамминово-увигеринелловый и боливиново-булиминовый.

Гавелинелловый палеоценоз был приурочен в своем существовании ко времени образования пестроцветных известковистых глин прибрежного мелководья, обнаруженных в разрезах районов Яловач, Койшек, Уйля, Кушлюк. Представлен этот палеоценоз целиком гавелинеллами. Однообразие систематического состава данного сообщества указывает на довольно неблагоприятные в свое время условия обитания фораминифер. Многие исследователи [6, 9, 15] отмечали наметившееся в начале ранне-среднего олигодена уменьшение числа родов фораминифер, а также размера и количества их раковин в олигоцене во всех регионах, полагая, что это было вызвано тогда глобальными изменениями климата в сторону похолодания. По-видимому, видовое однообразие

гавелинеллового сообщества явилось следствием, в первую очередь, значительного понижения температуры раннеолигоценового бассейна, по сравнению с термическими условиями позднеэоценового. О мелководности рассматриваемой части моря и повышенной динамике его водной среды свидетельствуют, в частности, систематический состав и морфологические особенности раковинок фораминифер, входивших в это сообщество. Об этом говорят также характер сохранности остатков фораминифер и, конечно же, признаки вмещающих пород. Так, раковинки гавелинелл в плучочной части несут крупные шишки, несомненно повышающие прочность стенок, швы заполнены дополнительными массами раковинного материала. Газовый и кислородный режим, а также соленость бассейна, населявшегося представителями этого сообщества, были нормальными. Температура придонных вод была умеренной (10–12 °C).

Гавелинеллово-спиролектамминовый палеоценоз был представлен в бассейне, в котором формировались известковые глины, и располагался несколько западнее гавелинеллового, занимая ту же мелководную зону. Он состоит главным образом из представителей семейства Textulariidae (45%), представленного родом Spiroplectamina, семейства Anomalinidae, состоящего из двух родов — Gavelinella (35%) и Heterolepa (7%). Значительно в меньшем количестве присутствуют Miliolidae (род Quinqueloculina — 6%). Довольно редки Cyclamina — 1%, Uvigerinella — 2%, Melonis — 2%, Eponides — 2%. О мелководности этой части бассейна свидетельствует наличие здесь семейств Miliolidae, Melonisidae и Discorbidae, современные представители которых населяют неглубокие воды. Наблюдения Х. М. Саидовой [13] над современными бентосными фораминиферами показали, что виды рода Textularia с высокой овальной в поперечном сечении раковинкой обитают только в умеренно-холодноводных условиях, а виды рода Quinqueloculina с округлым неорнаментированным периферическим краем камер хорошо приспособляются и к более холодным условиям. Это вполне согласуется с нашими представлениями об умеренно холодном бассейне раннего олигоцена, с которым мы связываем названный выше палеоценоз. Другие факторы существования этого палеоценоза были такими же, что и у гавелинеллового сообщества.

Спиролектамминово-увигеринелловый палеоценоз создавался в более удаленной от берега зоне, где накапливались известковистые глины, несколько севернее гавелинеллово-спиролектамминового палеоценоза. Он состоит из представителей семейств Buliminidae (род Uvigerinella — 37.5%) и Textulariidae (род Spiroplectamina — 25%). Значительную роль играют и Nonionidae (Nonionella — 15%, Nonion — 7.5%). Несколько в меньшем количестве встречены Cyclamina — 5%, Naplophragmoides — 5% и Vaggina — 5%. Этот палеоценоз отличается от ранее рассмотренного гавелинеллово-спиролектамминового увеличением количества увигеринелл, а также исчезновением аномалинид и милиолид, большим разнообразием агглютинирующих форм — Spiroplectamina, Cyclamina, Naplophragmoides. Преобладание в рассматриваемом сообществе гладкостенных раковинок увигеринелл



свидетельствует о несколько больших глубинах по сравнению с вышеописанными ассоциациями. Род *Cyclammina*, согласно Х. М. Саидовой [13], встречен во всех областях — от арктической до антарктической — в довольно широком диапазоне глубин — от 84 до 6200 м. Однако нахождение этого рода совместно с *Spiroplectammina*, *Nonion* и *Vaggina* заставляет предполагать здесь наименьшую глубину бассейна по сравнению с теми, на которых могут обитать формы рода *Cyclammina*. Все представители описываемого комплекса, обладающие известковой раковинной, требуют нормальной солености и достаточного количества кислорода.

Боливиново-булиминовый палеоценоз был приурочен к условиям формирования зеленых известковистых глин на участке Гяурли и представлен в равных количествах родами *Bulimina* и *Bolivina* — по 20%. Довольно в большом количестве встречены *Chilostomella* (15%), *Globocassidulina* (15%) и *Uvigerinella* (10%). Несколько в меньшем количестве здесь присутствуют *Triloculina* (4%), *Pyrgo* (6%), *Nonionella* (6%) и *Eponides* (3%). Единичны агглютинирующие представители рода *Haplophragmoides* (1%). Рассматриваемая ассоциация, с нашей точки зрения, является наиболее удаленной от источников сноса (от береговой линии), что подтверждается наличием в ней представителей планктоценоза. Она соответствовала более значительным глубинам, чем ранее рассмотренные ассоциации. Соленость этой части раннеолигоценового морского бассейна была нормальной, о чем свидетельствует наличие здесь планктонных форм, а также представителей вод открытого моря: *Bulimina* и *Bolivina* [1]. Присутствие таких видов, как *Bulimina pyrula* (Reuss), *Chilostomella cylindroides* Reuss, согласно А. Д. Грузман [6], может свидетельствовать об увеличенных глубинах бассейна. В этом сообществе обнаружены также представители семейства *Islandiellidae*, которые, согласно Х. М. Саидовой [13], в современных морях обитают в холодных водах. Анализ условий обитания фораминиферовых ассоциаций показывает, что в начале ранне-среднего олигоцена воды рассматриваемого бассейна были более холодными, чем в позднем эоцене, его глубины были небольшими, однако они менялись по площади, их соленость была нормальной.

Географическое распространение отдельных видов фораминифер комплекса *Lenticulina heggmanni* свидетельствует о широких связях раннеолигоценового Западнокопетдагского моря с бассейнами Карпат, Крыма, Предкавказья, Азербайджана, Приаралья, Заунгузских Каракумов, Узбекистана и Таджикистана. Непостоянными и только в начале времени „*Lenticulina heggmanni*” были связи этого моря с Западносибирским и Афганским морями.

Во время „*Spiroplectammina carinata* и *Cyclammina constrictimargo*” прослеживается только один палеоценоз — кавказиновый.

Кавказиновый палеоценоз был развит повсеместно на рассматриваемой площади и приурочен ко времени и условиям накопления известковистых алевритистых глин. Он состоит в основном из представителей семейства *Buliminidae* рода *Caucasina* — от 30 до 75%. Немаловажную роль здесь играли также и другие представители этого семейства: *Uvigerinella* (от 5 до 10%), *Virgulina* (2–30%). Следует отметить увеличение количества форм рода *Uvigerinella* (до 50% в разрезе скв. № 44).

В незначительных количествах здесь встречены также *Spiroplectammina* (5–7%), *Cyclammina* (до 5%), *Haplophragmoides* (3–8%), *Ammodiscus* (1%), *Heterolepa* (1–4%), *Melonis* (1–3%), *Quinqueloculina* (1–2%), *Bolivina* (2–3%), *Pseudoparella* (до 5%), *Baggina* (1%), *Polymorphinidae* (2–3%).

Вышеназванный палеоценоз формировался, вероятно, на некотором удалении от береговой линии в довольно спокойных условиях открытого моря на глубинах средней части шельфа. В пользу сказанного свидетельствует наличие в составе сообщества хорошо сохранившихся тонкостенных раковин из родов *Uvigerinella*, *Caucasina*, *Virgulina* и *Pseudoparella*. Последний из указанных родов, по Х. М. Саидовой [13], характерен для всей тропической области (северных и южных субтропиков) для глубин 22–2277 м. В целом глубина бассейна времени „*Spiroplectammina carinata* и *Cyclammina constrictimargo*“, по сравнению со временем „*Lenticulina heitmanni*“, изменилась мало. Несколько изменились в ту пору соленость и газовый режим, так как наряду с известковыми формами появляются и агглютинирующие. Исходя из систематического состава фораминифер, Западнокопетдагское море продолжало оставаться частью общего морского бассейна, простиравшегося от Крыма до восточного погружения Западного Копетдага. Имеются общие элементы фауны также с ассоциациями фораминифер олигоценых морей Мангышлака, Южного Приаралья. Однако по своим размерам рассматриваемый бассейн значительно сократился, образовав два рукава – южный и северный.

В соленовском горизонте на территории юго-западного погружения Копетдага (скв. 15, 18, 19) фораминиферы не были обнаружены. В разрезах же Кизыл-Чешме, Уйля, Иланлы этому горизонту соответствует один саккамминовый палеоценоз, состоящий полностью из агглютинирующих форм рода *Saccammina* (до 200 раковин в одной насыпке). Раковинки тонкостенные, сплюснутые, часто плохой сохранности. Саккамминовый палеоценоз соответствует по времени формирования известковистым травяно-зеленым, зеленовато-серым глинам. Согласно исследованиям М. М. Алиева, Е. А. Гофман и др. [2], представители саккамминид способны выдерживать сильное опреснение и развиваются при ухудшении солевого режима бассейна вследствие отсутствия конкуренции со стороны других организмов. З. И. Булатова [4] указывает на то, что род *Saccammina* характеризует мелководные, опресненные условия верхних и средних глубин шельфа, а иногда и заливов типа приливных (с глубинами от 20 до 50 м).

Следует добавить, что Копетдагский соленовский бассейн был застойного типа с низкими берегами, на дне его отлагались слабо карбонатные тонкие илы. Кроме примитивных фораминифер, соленовское море населяли многочисленные остракоды и моллюски, современные представители которых способны переносить значительное понижение солености. Температура придонных вод, вероятно, была несколько выше, чем во время „*Spiroplectammina carinata* и *Cyclammina constrictimargo*“.

В конце ранне-среднего олигодена, во время „*Gaudryina tripartita* и *Trochammina florifera*“ развивался один палеоценоз – годриновый,

приуроченный к зеленовато-серым известковистым глинам. Он был обнаружен почти повсеместно (скв. 15, 18, 40; разрезы Кизыл-Чешме, Иланлы, Эзет, Торанглы и др.).

Годриновы палеоценоз состоит из преобладающего количества представителей рода *Gaudryina* (от 50 до 100%), второе место в нем занимает род *Trochammina* (30%), в несколько меньшем количестве присутствуют *Saccamina* (15%), *Reophax* (12%), *Hyperammina* (1%), *Haplophragmoides* (2%).

Раковинки родов *Gaudryina* и *Trochammina* сравнительно малых размеров, они мелко- и тонкозернистые. Лепешковидные представители рода *Trochammina* хорошо развивались при значительном опреснении, род *Gaudryina* предпочитал условия нормально соленого морского бассейна, хотя единичные его экземпляры встречались и при слабом опреснении [2]. Вероятно, и солевой режим Западнокопетдагского моря менялся от нормального к слабо опресненному; глубина же, по сравнению с соленовским временем, несколько увеличилась, хотя и не превышала 50 м. Температура придонных вод была, скорее всего, умеренной. Размеры бассейна значительно сократились, по сравнению с соленовским морем, однако имелись еще определенные четкие связи с морями Предкавказья.

Позднеолигоценовый комплекс фораминифер рассматриваемого района состоит преимущественно из бентосных представителей, при этом более 50% их приходится на агглютинирующие формы. В отдельных случаях последние составляют даже весь комплекс. Планктонные формы здесь редки и встречаются в единичных экземплярах.

В начале позднего олигоцена, во время „*Syclammmina turosa*”, сформировалось три палеоценоза, сменявших друг друга во времени.

Виргулиnellовы палеоценоз приурочен к серым и темно-серым известковистым глинам и обнаружен только в скв. 13а, 18, 40. Этот палеоценоз целиком состоит из бентосных известковистых раковинок рода *Virgulinea*, характеризующего, согласно Р. Л. Мерклина [10], открытую сравнительно глубоководную часть бассейна. Д. А. Агаларова и М. Т. Пронина [1] утверждают, что *Virgulinea* – стеногалинный морской род, характерный для открытого моря.

Цикламминовы палеоценоз, остатки представителей которого встречаются в глинах серых, зеленовато-серых; а также темно-серых известковистых, состоит из форм, относящихся к родам *Syclammmina* (20–50%), *Haplophragmoides* (10%), *Ammodiscus* (6–30%), *Reophax* (до 18%), *Trochammina* (2–4%).

Цикламминовое сообщество состоит полностью из агглютинирующих форм крупных и средних размеров, в основном тонкозернистых, довольно хорошей сохранности. Имеются данные исследований И. В. Венглинского [5] о пышном расцвете *Hyperammina*, *Haplophragmoides*, *Syclammmina*, *Gaudryina*, *Ammodiscus* в неглубоких затишных водах, преимущественно с пониженными температурами. Это же подтверждает и соответствующее мнение Х. М. Саидовой [13]. Таким образом, можно сделать вывод о том, что соленость Западнокопетдагского бассейна колебалась от слабо опресненной до нормальной. В придонных водах

этого бассейна количество кислорода, вероятно, было пониженным, о чем свидетельствуют многочисленные органические остатки (фораминиферы, моллюски и др.), накапливавшиеся в условиях слабого гидродинамического режима.

В конце времени „*Suclammia turosa*” существовал гаглофрагмоидесово-цибидоидесовый палеоценоз, остатки представителей которого приурочены к темно-серым известковистым глинам (скв. 15, 17, 44, 45). Главную роль в этом палеоценозе играют формы, относящиеся к семейству Alomaliniidae (роды *Cibicidoides* — 30–58%, *Heterolepa* — 10%). Второе место занимает семейство Lituolidae (*Naplophragmoides* — от 7 до 30%). В несколько меньшем количестве обнаружены *Saccammina* (5–15%), *Trochammina* (7%), *Ammodiscus* (от 3 до 6%), *Globulina* (от 4 до 7%), *Porosonion* (до 3%). По площади этот палеоценоз меняется незначительно. В рассматриваемом сообществе преобладают формы с известковыми раковинами средних размеров, крупнопористые, с натечными шишками на спинной стороне (*Cibicidoides*). Современные представители этих форм обитают в морских нормально-соленых бассейнах, на небольших глубинах [7]. Род *Porosonion* также является обитателем неглубоких участков нормально соленого моря. К группе тепловодных и неглубоководных фораминифер З. Г. Щедрина [14] и Е. Я. Краева [8] относят и *Globulina gibba* Obr. О небольшой глубине Западнокопетдагского бассейна в конце времени „*Suclammia turosa*” свидетельствуют также и агглютинирующие фораминиферы с довольно крупнозернистой стенкой.

Таким образом, в начале позднего олигоцена, во время „*Suclammia turosa*”, условия в Западнокопетдагском бассейне не были стабильны: в начале рассматриваемого времени он был относительно более глубоководным и холодноводным, чем в конце его, соленость была нормальной или бассейн был слабо опресненным, а его газовый режим неустойчивым.

В конце позднего олигоцена, во время „*Naplophragmoides kjurendagensis kjurendagensis*”, в данном бассейне существовал один палеоценоз — гаглофрагмоидесовый.

Гаглофрагмоидесовый палеоценоз приурочен по времени формирования к серовато-коричневым, темно-серым известковистым глинам и представлен был на всей рассматриваемой площади. Основное место здесь занимает род *Naplophragmoides* (от 12 до 90%), довольно многочисленны *Budaschevella* (6–55%), *Ammodiscus* (от 10 до 40%), *Trochammina* (3–11%), редки *Reophax* (3%), *Saccammina* (до 5%). Наличие в данной ассоциации только агглютинирующих фораминифер указывает на нарушение газового режима в придонных водах. Поверхностные же воды бассейна имели, вероятно, нормальную соленость и достаточное количество кислорода, так как здесь обитали рыбы и мелкий редкий планктон. Согласно данным З. Г. Щединой [14] и З. И. Булатовой [4], в современных ценозах представители родов *Naplophragmoides*, *Ammodiscus*, *Budaschevella*, *Trochammina* предпочитают солонатоводные условия мелководной полосы и илистое дно.

При решении вопроса о бионии Западнокопетдагского позднеолигоценового бассейна мы, вероятно, должны отказаться от предположения

о его глубоководности, так как это был регрессирующий эпиконтинентальный бассейн, слабо опресненный, с нарушением газового режима в придонных водах.

В самом конце позднего олигоцена, во время „*Bolivina goudkoffi caucasica*” (М. Ф. Носовский [12] и другие считают соответствующую этому времени осадочную толщу подошвой кавказского яруса нижнего миоцена), на этой территории формировался один палеоценоз — к а в к а з и н о в о - в и р г у л и н е л л о в ы й, приуроченный к условиям образования известковистых глин. Он обнаружен на небольшой площади (скв. 7, 10) и состоит в основном из представителей рода *Virgulinea* (30–50%), *Caucasina* (10–20%), *Uvigerinea* (до 10%). Довольно многочисленны здесь также и раковинки представителей рода *Bolivina* (до 15%), а, например, формы рода *Neobulimina* (до 5%) и других встречаются в небольшом числе. Вышеприведенная ассоциация мелких фораминифер свидетельствует о нормальной солености, умеренной температуре и относительно углублении рассматриваемого бассейна.

Анализ условий существования сообщества фораминифер юго-западной части Копетдагского бассейна показывает, что на протяжении всего олигоцена в этом бассейне неоднократно менялись глубина, температура, соленость и газовый режим, однако постоянными были его связи с Кавказским, Мангышлакским и частично Ферганским морями.

#### Л и т е р а т у р а

1. Агаларова Д. А., Пронина М. Т. Палеобиономические условия и характер фораминифер миоценового бассейна междуречья Куры и Иори // *Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны*. М., 1975. С. 111–116.
2. Алиев М. М. и др. Распределение бентосных фораминифер в условиях различной солености // *Изв. АН СССР*. 1975. № 12. С. 109–112.
3. Ботвинник П. В. Об условиях обитания фораминифер в позднемеловом бассейне Северо-Восточного Кавказа // *Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны*. М., 1975. С. 183–187.
4. Булатова Э. И. Особенности палеобиогеографии альба Западно-Сибирской равнины по фораминиферам // *Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны*. М., 1975. С. 170–175.
5. Венглинский И. В. Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского прогиба. Киев, 1975. 227 с.
6. Грузман А. Д. Фораминиферы нижнего олигоцена северного склона Украинских Карпат и условия их обитания // *Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны*. М., 1975. С. 123–127.
7. Иваник М. М., Маслун Н. В. Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Прикарпатья. Киев, 1977. 118 с.
8. Краева Е. Я. Условия существования позднеолигоценовых фораминифер Северного Причерноморья // *Экология беспозвоночных третичных морей Украины*. Киев, 1971. С. 95–107.
9. Крашенинников В. А. О ярусной шкале миоцена открытых морских бассейнов тропической и субтропической области // *Вопросы микропалеонтологии*. 1969. № 11. С. 132–156.
10. Мерклин Р. Л. О ранне- и среднемiocеновых фаунах моллюсков и проблемах биостратиграфии нижнего и среднего миоцена юга СССР // *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 1972. Т. 47. № 3. С. 17–19.

11. Невмирич Л. Е., Шавелева А. П. Литолого-стратиграфическая характеристика верхнеторымбеурских и кизылчешминских отложений разреза Кюрендаг у кол. Кизыл-Чешме (Западный Копетдаг) // Тр. Управления геологии Сов. Мин. Туркм. ССР. 1972. Вып. 7. С. 39–47.
12. Носовский М. Ф. Эквиваленты региоюрсов миоцена юга СССР в Центральном Паратетисе // Стратиграфия кайнозоя Северного Причерноморья и Крыма. Днепрпетровск, 1984.
13. Саидова Х. М. Основные закономерности распределения современных бентосных фораминифер и фораминиферовые зоны Тихого океана // Образ жизни и закономерности расселения современной и ископаемой микрофауны. М., 1975. С. 62–70.
14. Щедрина Э. Г. Фауна фораминифер (Foraminifera) морских вод Южного Сахалина и Южных Курильских островов // Исслед. дальневосточных морей СССР. 1958. Вып. 5. С. 5–41.
15. Ясаманов Н. А. Температурные условия меловых и палеогеновых морей Средней Азии // Изв. АН СССР. 1975. № 12. С. 92–102.

С. В. Сябряй

### ИСТОРИЯ ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ЗАКАРПАТЬЯ В РАННЕМ МИОЦЕНЕ В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЯМИ МОРСКОГО БАСЕЙНА

Отложения нижнего миоцена в Закарпатском прогибе весьма ограничены по площади и представлены лагунно-континентальными и морскими типами осадков, относимых к негровской и буркаловской свитам.

С поднятием Карпатских гор в савскую орогенную фазу и в результате этого с отступлением моря в пределах исследуемого района остались лишь отдельные лагуны-озера в депрессионных впадинах, от которых и возник бассейн раннего миоцена.

Отложения этих раннемиоценовых водоемов, представленные мелководными терригенными осадками, были выделены О. С. Вяловым, И. В. Венглинским и В. М. Утробиним [5] в самостоятельную негровскую свиту. Это конгломераты и брекчии с глинисто-ангидритовым цементом, песчанистые известняковые породы, которые переслаиваются с аргиллитами, песчаниками и туфами. По составу очень бедных и плохо сохранившихся палеофаунистических остатков, в частности некоторых фораминифер, И. В. Венглинский [3] считает, что породы негровской свиты формировались в отдельных реликтовых тепловодных лагунах-озерах, характерных для субтропических зон, но не имевших связи с бассейном Тетис. Воды этих озер имели высокую степень солености и карбонатности. Отложения негровской свиты сопоставляются с аквитаном района Корну в Румынии, где эти отложения представлены глинами с прослоями гипса и ангидрита.

Разнофациальность пород негровской свиты, их высокая карбонатность обусловили неоднородность заполнения их спорами и пылью, искусственное обеднение комплекса вследствие плохой сохранности микрофоссилий. Однако комплекс спор и пылицы все-таки довольно

разнообразен. Он состоит почти исключительно из пылицы древесных растений, среди которых голосеменные составляют 50–54%. В основном это пыльца сосен — до 10–11%, елей — 6%, в меньших количествах *Abies*, *Cedrus*, cf. *Larix*. Единично встречаются зерна *Podocarpus*, *Taxodiaceae*. Среди пылицы покрытосеменных, которая составляет 35–37%, большинство принадлежит листопадным широколиственным породам с преобладанием ореховых — 4–5%, *Ulmaceae* — 3%, *Fagaceae* — до 4–5%. В составе последнего семейства определена пыльца *Castanea*, cf. *Quercus* и формы кверкоидной пылицы *Tricolporopollenites cingulum subsp. fusus* R. Pot., *Tr. henrici* R. Pot., *Tr. asper* Th. et Pf. В небольшом количестве встречается форма *Tr. cingulum subsp. fusus*, отмечены *Betula*, *Alnus*. Для этого комплекса очень характерно также наличие пылицы *Myrica* и мирикоидная форма *Triatriopollenites excoisus* R. Pot. До 4% насчитывает пыльца *Ericaceae*. Единично представлены *Subalpollenites*, *Liriodendron* и некоторые недревесные растения (*Fabaceae*, *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Nymphaeaceae* и т. д.). Споры составляют до 15% всего количества спор и пылицы и представлены семействами схизейных (в том числе *Lugodium*), циатейных, глейхениевых, осмундовых и многоножковых папоротников.

Таким образом, в негровское время господствовали леса широколиственных листопадных пород. Для этого времени характерны такие группировки: хвойные, хвойно-широколиственные леса (*Juglans*, *Carya*, *Engelhardtia*, *Platycarya*, *Ulmus*, *Celtis*, *Quercus*, *Castanea*, возможно *Liriodendron* — в нижнем ярусе) с кустарниковым ярусом из маслинных, тутовых, жимолостных и других пород, и леса горных долин. Субтропические растения слабо представлены. Однако значительное развитие в нижнем поясе растительности папоротников, особенно макротермных, свидетельствует в пользу субтропического климата, что не расходится и с мнением микрофаунистов.

Растительные группировки этого возраста смежных районов были весьма сходны. Сравнение их показало, что по флористическим данным негровская свита может быть отнесена к аквитану или верхней части эгерия по региоярусной схеме Центрального Паратетиса.

Когда начал формироваться Закарпатский прогиб, гидрологический режим бассейна начал меняться вследствие вторжения морских вод. С этого времени шло расселение бассейна, что предопределило значительное развитие фауны, в частности фораминифер, моллюсков.

В расширившемся морском бассейне отложились песчано-глинистые породы, выделенные О. С. Вяловым [4] в буркаловскую свиту. Вопрос о возрасте этой свиты долгое время дискутировался. Изучение моллюсков В. А. Горецким [7] и детальный анализ фораминифер, предпринятый И. В. Венглинским [2], в сопоставлении с данными для Чехословакии, Румынии и Венгрии дали возможность обоснованно отнести буркаловскую свиту к бурдигалу.

Породы буркаловской свиты обнаружены на очень ограниченной площади в северо-восточной части прогиба (районы потоков Буркало, Широкий, р. Апшица). В частности, это отложения под клубукскими

туфами в районе р. Боржавы, где в 1945 г. В. И. Славиным была собрана раннемиоценовая теплолюбивая флора.

Трансгрессия происходила с юга и запада, и бурдигальское море распространилось на захваченные опусканием северные участки Закарпатского прогиба. Бурдигальский морской бассейн занимал большую площадь в пределах Паратетиса (Карпаты, Чехословакия, Венгрия, Румыния и т. д.). Однако И. В. Венглинский предпологает, что ингрессия имела место и с юго-востока, вероятно из Трансильванской впадины. Таким образом, существовала связь с Восточной Словакией и Трансильванией.

Море на территории Закарпатья было мелководным и в некоторых участках опресненным. Воды морского бассейна, судя по остаткам акул *Sarcharodon megalodon* Ag. — характерного представителя субтропических теплых вод, были теплыми. Можно даже сказать, что в бурдигале было не просто тепло, а значительно теплее, чем в аквитане. Это доказывается палеофлористическими остатками, как отпечатками растений, так и иным составом спорово-пыльцевого комплекса. Изменившиеся размеры морского бассейна, его более высокая температура — вот самые вероятные причины изменения ландшафта.

Т. Н. Байковской [1] в песчано-глинистых породах под клубукскими туфами были определены остатки трех видов лавров, видов циннамона, *Platanus*, *Alangium tiliaefolium* (A. Br.) Krysh., *Terminalia*, *Myricaceae*. Лавровые, по данным Т. Н. Байковской, играли значительную роль в составе растительности, судя по значительному количеству отпечатков их листьев. Спорово-пыльцевой комплекс здесь имеет более теплолюбивый характер, чем из подстилающих пород. Голосеменные представлены в основном семейством сосновых: различные сосны, ели — до 7%, *Tsuga*, *Abies*, *Cedrus*. Пыльца *Podocarpus* встречается во всех спектрах разреза (до 4%).

Остатки таксодиевых встречаются в небольших количествах. Состав пыльцы покрытосеменных изменился. Это отразилось в составе таксонов и в ранге семейств и внутрисемейственных таксонов. Изменилось и их количество. В составе ореховых, численность пыльцы представителей которых резко увеличилась, главную роль играет *Engelhardtia* (до 10%), встречается пыльца *Engelhardtites microspermae*, что является характерной чертой комплекса. Очень характерным для этого комплекса является и большое количество — до 7–9% — пыльцы *Myrica* и миркоидного типа — *Momipites punctatus*, *Triatriopollenites rurensis* и *Tr. excelsus*.

Буковые представлены дубом, каштанами, пыльцой *Tricolporollenites asper*, *Tr. henrici*, *Tr. microhenrici* и *Faguspollenites*, в небольшом количестве присутствуют ильмовые, березовые, в составе которых появился *Corylus*. В составе комплекса появилась и присутствует постоянно пыльца тропических и субтропических растений из семейств *Symplocaceae*, *Sapotaceae*, а пыльца *Sabalpollenites*, *Myrtus*, *Staphyleaceae*, *Nyssa*, *Lauraceae* представлена единичными формами. Пыльца представителей последнего семейства встречается в трех образцах. Несмотря на ее очень плохую сохраняемость в осадках, неустойчивость к fossilization, все же удалось обнаружить единичные зерна. Это хорошо согласуется с данными



макрофлористического анализа. Для кустарниковых в этом комплексе наиболее характерна пыльца Ericaceae, в небольшом количестве встречается пыльца Elaeagnaceae, Saprotiaceae, Diervilla. Пыльцы травянистых очень мало. Состав спор весьма разнообразный: Lycopodium, Selaginella, Cyatheaceae, Cleicheniaceae, Schizaeaceae. Обнаружено много различных Histirospheridae, что говорит о морском режиме.

Весь состав комплекса свидетельствует о том, что на территории исследуемого района был теплый влажный субтропический климат, в условиях которого на склонах гор, окружавших морской бассейн с севера и востока, продолжали расти хвойные, преимущественно сосновые леса, с елями, пихтами, отдельными лиственницами. В это же время увеличилась роль ногоплодника в составе верхнего горного пояса.

В хвойно-широколиственных лесах роль листопадных умеренных элементов была значительной. Орехи, вязы, дзельквы, дубы и каштаны входили в состав широколиственных группировок. Следует отметить, что буки не были характерной составной частью лесов. Теплолюбивые тропические и субтропические растения занимали нижний пояс в составе растительности вблизи берегов теплого морского бассейна. Возможно, среди группировок лавровых встречались древовидные или кустарниковые формы Ericaceae. Составной частью этих группировок, вероятно, были виды родов Myrica и Pex.

В современных лесах о-ва Тенериф (Канарские острова), о-ва Мадейра и Азорских островов в группировках лавров встречаются подобные ассоциации: древовидный вереск, восковник, падуб [6]. На Мадейре и Канарских островах такие леса занимают влажный средний пояс, где благодаря морским туманам создаются хорошие условия для произрастания этих растений и сохранения реликтовых видов. В Закарпатье формы, продуцировавшие пыльцу *T. singulum* subsp. *fuscus*, являлись явно реликтовыми.

Нижний пояс занимали ксерофиты африканского происхождения. Севернее, на Азорских островах, вечнозеленые леса в настоящее время также занимают нижний прибрежный пояс, в их составе различные лианы, древовидные папоротники, в частности *Osmunda regalis*. Весьма вероятно, что миоценовые леса Закарпатья времени накопления буркаловской свиты были подобны вечнозеленым лесам указанных районов, особенно Азорских островов. Они занимали нижний пояс, в котором благодаря теплоту субтропическому морскому бассейну создавались условия для существования подобных растительных группировок. *Palmae* здесь, вероятно, были единичными. Травянистый комплекс небогат и состоит из представителей травянистого покрова лиственных лесов или увлажненных открытых участков.

По наличию остатков болотных кипарисов, гидро- и гигрофитных растений, можно предположить существование небольших достаточно увлажненных, даже заболоченных участков, что могло стимулировать поднятием уровня грунтовых вод вследствие трансгрессии и затопления.

Во время формирования пород буркаловской свиты по сравнению с временем накопления негровской свиты ощущается значительное потеп-

ление и гумидизация, повышается роль субтропических и тропических элементов. Это же наблюдается и в соседних регионах — Чехословакии [8, 9, 11], Австрии [13], Польше [12]. Югославские и румынские флоры содержали до 75% тропических и субтропических элементов [10].

Можно отметить некоторые общие черты для всего Центрального Паратетиса, которые приобрела растительность вследствие расширения теплого морского бассейна: 1) значительная роль представителей *Laugaseae*; 2) увеличение в бурдигале количества макротермных элементов (*Engelhardtia*, *Sapotaceae*, *Symplocaceae*), папоротников, что сильнее проявлялось в западных и южных районах; 3) постоянная и довольно значительная роль умеренных листопадных элементов; 4) большая роль представителей семейства *Mugicaceae*; 5) общее потепление и гумидизация по сравнению с аквитаном.

### Л и т е р а т у р а

1. Байковская Т. Н. О неогеновой флоре Закарпатской области // Тр. Львов. геол. общ-ва при ун-те. Сер. палеонт. 1958. Вып. 2. С. 211–213.
2. Венглі́нський І. В. Біостратиграфія міоцену Закарпаття за фауною форамініфер. Київ, 1962. 193 с.
3. Венглі́нський І. В. Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского прогиба. Киев, 1975. 227 с.
4. Вялов О. С. К стратиграфии миоцена Закарпаття // Геол. сб. Львов. геол. общ-ва. 1956. Вып. 2–3. С. 21–27.
5. Вялов О. С., Венглі́нський І. В., Утробін В. М. До питання про розчленування нафтогазоносність розрізу свердловини № 1 на площі Залуж // Питання геол. та розвідки нафтових родовищ Карпатської зони. Т. 3. Київ, 1961. С. 29–38.
6. Вульф Е. В. Историческая география растений. М., 1944. 545 с.
7. Горецкий В. А. О миоценовых моллюсках окрестностей с. Калины Закарпатской области // Труды Львов. геол. общ-ва при ун-те. Сер. палеонт. 1948. Вып. 1. С. 258–263.
8. Buzek C. Tertiary Flora from Northern Part of the Petipsy Area North-Bohemian Basin // Rozpr. ústřed. ústavu geol. 1975. Sv. 36.
9. Buzek C. Date-palm seeds from lower Miocene of Central Europe // Vestn. ústřed. ústavu geol. 1977. Sv. 52. N 3. S. 159–168.
10. Milacovic B. Przegląd flor neogenu Jugosławii w swietle najnowszych badań // Pez. geol. 1961. N 5. S. 25–37.
11. Pländerova E. Microflorozones of Neogene of Central Parathetys // Zapadni Karpaty. Ser. geol. 1978. 3. S. 7–34.
12. Raniecka-Bobrowska J. Associations vegetales du Neogene polonais en tant quindicas stratigraphiques et leur aspects faciaux // Mem. Bur. rech. geol. et minieres. 1974. Vol. 2. N 78. P. 533–559.
13. Theinius E. Ein Palmenholz aus dem Miozän von Niederösterreich // Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh. 1961. H. 4. S. 195–197.

## **РЕЗОЛЮЦИЯ**

### **XXIX СЕССИИ ВСЕСОЮЗНОГО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА (24–28 ЯНВАРЯ 1983 г.)**

XXIX сессия Всесоюзного палеонтологического общества проходила во время, непосредственно последовавшее за днями всенародных торжеств, которыми советские люди и их многочисленные друзья за рубежом отметили великую историческую дату – 60-летие образования Союза Советских Социалистических Республик. Члены палеонтологического общества гордятся тем, что в их рядах находятся представители многочисленных народов многонационального Советского государства, что это общество является подлинно всесоюзным не только по своему статусу, но и широте всеобщего охвата ученых, представляющих разнообразные направления палеонтологической науки во всех союзных и автономных республиках нашей страны.

В работе XXIX сессии ВПО „Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов” участвовало 500 человек из 65 городов. Они представляли 132 учреждения системы Академии наук СССР, научно-исследовательских и производственных организаций Министерства геологии СССР, Министерства нефтяной промышленности СССР, ряда других ведомств, многочисленных высших учебных заведений страны.

На XXIX сессии ВПО были впервые вручены учрежденные Обществом Почетные дипломы Б. С. Соколову, О. С. Вялову, Р. Ф. Геккеру, В. Г. Камышевой-Елпатьевской, Е. А. Модзалевской.

Заслушано и обсуждено 42 научных доклада и сообщения, в которых рассмотрены наиболее актуальные научные проблемы в области палеонтологии и биостратиграфии: формирование палеобассейнов, методика реконструкции их истории, анализ закономерностей, определяющих динамику формирования бассейнов под воздействием комплекса факторов среды, учет особенностей режима осадконакопления, выяснение исторических преобразований отдельных групп организмов и целостных экосистем под воздействием абиотических и биотических факторов, особенностей биофациальной структуры отдельных бассейнов, палеобиогеохимических аспектов их изучения, рассматривались также палеобиогеографические проблемы.

Тематическая направленность XXIX сессии не ограничивалась рассмотрением вопросов, относящихся лишь к истории палеобассейнов. Во многих докладах затрагивались проблемы, которые в той или иной мере получали свое отражение на предыдущих сессиях. В этом можно

видеть закономерную идейно-теоретическую направленность деятельности ВПО.

В ходе углубленного изучения советскими палеонтологами важнейших теоретических и практических проблем все более выявляется, с одной стороны, биологическая сущность палеонтологии, с другой — ее неразрывная и необходимая связь с геологией. Разработка и внедрение в палеонтологические исследования новых методов поднимает на более высокий уровень качество и значимость результатов, позволяют включать в сферу исследования малоизученные группы организмов, расширяют применимость новых подходов к познанию былых условий и образа жизни древних организмов. В ходе обсуждения вопросов, связанных с задачами познания геологической истории палеобассейнов и их древнего органического населения, значение методического перевооружения палеонтологии выявились весьма отчетливо. Установлено, в частности, что совершенствование методики биофациального анализа позволяет значительно детализировать восстановление природных условий прошлого, распределение их в пространстве и смену во времени, что в конечном итоге способствует точности стратиграфических построений. Совершенствование в данном направлении детальной стратиграфической основы является непременным условием осуществления крупномасштабного геологического картирования и составления государственной геологической карты СССР масштаба 1:50 000 как принципиально нового этапа геологического изучения территории страны.

Успешное решение названных задач будет зависеть от комплексного применения различных методов и методических подходов, в том числе соответствующих актуалистических моделей. Существенное значение имеет рациональное сочетание применяемых методов. Так, наряду с палеонтологическими методами исследования все большее значение приобретает литофациальный анализ, циклический, палеомагнитный и другие геофизические методы. Особое значение приобретает экосистемный подход, который в настоящее время определяет (на широкой экологической основе) современный уровень как собственно палеонтологических, так и биостратиграфических исследований. В изучении истории развития седиментационных палеобассейнов экостратиграфический анализ на основе послыстного комплексного изучения сети опорных разрезов обеспечивает наибольшую детальность реконструкций, детальное расчленение разрезов на местные стратиграфические и литостратиграфические подразделения (до пачек и слоев) и их корреляцию.

XXIX сессия Всесоюзного палеонтологического общества постановляет:

1. Продолжить изучение древних океанических и континентальных бассейнов, проводя палеонтологический и седиментологический анализ древних бассейновых отложений на уровне корреляции свит и подсвит. Уделить большее внимание корреляции разнофациальных свит, методике их сопоставления и трассирования стратиграфических границ между разными фациальными зонами.

2. Признать целесообразным комплексное экостратиграфическое изучение отдельных седиментационных бассейнов с целью выявления

их строения и генезиса. Организовать расширенные исследования по реконструкции палеобассейнов, в частности континентальных, на основе разностороннего использования всего имеющегося палеонтологического материала в совокупности с данными биофациального, литологического и других анализов.

3. Проводить монографическое изучение некоторых озерно-континентальных палеофаунистических комплексов, сопоставляя по возможности их с аналогичными рецентными комплексами. При изучении особенностей распространения древних организмов следует выявлять структуру их былых сообществ, по возможности применяя популяционный анализ.

4. Признать полезной разработку фациальных и седиментологических моделей и серий литолого-фациальных карт для конкретных осадочных бассейнов с целью анализа их структуры и развития.

5. Продолжить разработку детальной стратиграфии как основы геологического картирования, поисков и разведки полезных ископаемых, выявления закономерностей размещения месторождений осадочных полезных ископаемых и разработки основ их прогноза. Одобрить работу Совета и ряда отделений ВПО, проводимую совместно с соответствующими РМСК, по анализу состояния и совершенствованию детальной стратиграфической основы.

6. При изучении истории древних бассейнов шире использовать актуалистический подход. Стремиться к разностороннему комплексированию этих исследований с работами океанологов, лимнологов и других специалистов в области изучения гидрологии и гидробиологии современных бассейнов, используя последние в качестве моделей.

7. Уделять специальное внимание выработке некоторых новых понятий, определяющих теоретические основы и принципы изучения палеобассейнов (например, „седиментационный бассейн”), и соответственно разработать классификацию типов таких бассейнов, обстановок обитания в них организмов и режимов осадконакопления.

Считать необходимой систематизацию и упорядочение специальной терминологии для обозначения соподчиненных единиц в рамках принятых (или предлагаемых новых) понятий в области экологических, экосистемных, биостратиграфических исследований. Определить точные формулировки применяемых понятий в области экологических, экосистемных, биостратиграфических исследований. Определить точные формулировки применяемых понятий и не вводить в исследовательский обиход без должной надобности новые понятия или термины.

8. Усилить подготовку новых кадров палеонтологов и биостратиграфов как в теоретическом, так и в методическом плане. Отметить необходимость особого выделения экологического аспекта в расчете на дальнейшее развитие экостратиграфии как одного из главных направлений современных геологических исследований.

9. В связи с организацией Министерством геологии СССР работ по созданию государственной геологической карты СССР, требующих значительного расширения подготовки кадров геологов-съемщиков, литологов и палеонтологов, просить Министерство высшего и среднего

образования СССР возвратиться к прежней номенклатуре специальностей, разделив ныне существующую специальность 0101 на две специальности – „Геологическая съемка и поиски полезных ископаемых” (0101) и „Геология и разведка месторождений полезных ископаемых” (0102). Значительно усилить подготовку студентов, специализирующихся по геологической съемке и поискам полезных ископаемых, в области палеонтологии, стратиграфии и литологии.

10. Считать важнейшей задачей Всесоюзного палеонтологического общества всемерное усиление деятельности по выявлению и охране природных палеонтологических памятников, привлекая к этому внимание соответствующих государственных органов и добиваясь принятия в данном направлении необходимых законодательных мер.

Учитывая уникальное значение палеонтологических находок в Туркмении (следы динозавров, древних млекопитающих), имеющих большую научную ценность, обратиться к Совету Министров Туркменской ССР с просьбой создать государственный геологический заповедник на территории Чарджоуской области Туркменской ССР в районе Кугитанского хребта и объявить государственным памятником природы местечко Гяурли и местечко Акоба на территории Красноводской области Туркменской ССР.

11. Принять в качестве обязательного условия дальнейшего успешного развития палеонтологических и биостратиграфических исследований необходимость усиления разработки теоретических и методологических основ палеонтологии как биологической науки, широко опирающейся на геологию и, в свою очередь, обеспечивающей решение ряда важнейших задач геологии, прежде всего в области биостратиграфии, геохронологии и других направлений. Признать целесообразным создание в составе Совета ВПО секции теоретических и методологических проблем палеонтологии.

12. Предстоящую в 1984 г. XXX сессию ВПО провести в г. Львове и посвятить теме „Следы жизни и динамика среды биотопов”.

Участники XXIX сессии ВПО отмечают большую плодотворную деятельность Совета Общества в организации и проведении годичных сессий ВПО, а также в межсессионные периоды. Участники сессии также с большим удовлетворением отмечают значительные успехи в издательской деятельности ВПО и благодарят Е. А. Модзалевскую, И. М. Колобову и других редакторов его изданий.

За хорошую подготовку и обеспечение успешной работы XXIX сессии ВПО участники сессии выражают благодарность дирекции Всесоюзного ордена Ленина научно-исследовательского геологического института им. А. П. Карпинского, Административно-хозяйственному управлению АН СССР в Ленинграде и членам оргкомитета ВПО: Л. М. Донаковой, Л. В. Мироновой, Н. В. Кручининой, Е. И. Титовой, Н. Г. Крымгольц, В. А. Гавриловой, Т. М. Барбановой, С. А. Дерпгольц.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Б. С. Соколов. Палеонтологические подходы к геологической истории древних бассейнов . . . . .	5
А. И. Осипова, Р. Ф. Геккер. Влияние абиотических факторов на состав биоты и формообразование в древних бассейнах . . . . .	15
Л. А. Несов, Л. Б. Головнева. Эволюция экосистем в ходе исторических изменений флор и фаун . . . . .	22
М. В. Ошуркова. Фитоориктоценозы как показатели смены ландшафтов в ходе формирования угольных месторождений . . . . .	29
Н. П. Кянсеп-Ромашкина. Харовые водоросли – показатели экологических особенностей древних озерных систем . . . . .	34
А. А. Ищенко, Л. В. Коренчук. Водоросли в биофациальной структуре вендского и силурийского бассейнов Подолии . . . . .	38
В. И. Пущкин. Структура сообществ ордовикских мшанок Балтийского бассейна . . . . .	45
<b>В. А. Гинда.</b> Развитие сообществ бентосных микрофоссилий в ордовикском бассейне Волыни . . . . .	59
М. М. Орадовская. Биофациальная структура Колымского палеобассейна в ордовике . . . . .	62
А. М. Ярошинская. Некоторые особенности фациальной приуроченности и палеоэкологии эйфельских мшанок Салаира (шандинский, мамонтовский горизонты) . . . . .	72
Н. В. Даньшина. Роль субцилиндрических строматопорат в верхнедевонских рифогенных отложениях Волгоградского Поволжья . . . . .	78
В. Е. Полякова. Влияние абиотических и биотических факторов на состав и облик позднесерпуховских кораллов Донецкого бассейна . . . . .	83
Л. Н. Петерсон. Особенности развития каменноугольной растительности Тунгусской синеклизы (по палинологическим данным) . . . . .	88
О. П. Фисуненко. Ландшафты среднего карбона Донецкого бассейна . . . . .	92
К. Н. Аманниязов. Палеогеография кимериджского солеродного бассейна западных районов Средней Азии . . . . .	99
А. С. Сахаров. Зоогеографическое районирование Северо-Восточного Кавказа по позднеюрским аммоноидеям . . . . .	110
Ю. В. Тесленко. Древняя флора и ландшафтно-экологическая обстановка среднеюрского морского бассейна Крыма . . . . .	117
Г. Г. Яновская. Изменение юрских фитоценозов юго-запада Украины как результат влияния условий среды (по палинологическим данным) . . . . .	122
И. Ю. Неуструева. Влияние изменения климатических и ландшафтно-экологических условий на состав ассоциаций лимнических остракод в конце юры – начале мела . . . . .	126
Ю. Н. Андреев. Закономерности исторического развития Афгано-Таджикского палеобассейна на основе анализа остракод . . . . .	131
Ф. В. Киприянова, Н. А. Белоусова, Е. Д. Богомякова, Г. Е. Рылькова. Значение фораминифер в познании фациальной природы готеривских отложений Западной Сибири . . . . .	137

Ф. Р. Лихт, В. С. Маркевич. О существовании Японского морского бассейна в мелу . . . . .	143
М. А. Воронова. Изменение древних фитоценозов в связи с альб-сеноманской трансгрессией на юге Украины . . . . .	149
Г. Г. Мартинсон. Реконструкция некоторых континентальных меловых палеобассейнов Азии по палеонтологическим данным . . . . .	152
Т. Д. Билинкевич. Влияние абиотических условий на фауну позднемелового бассейна Волыно-Подолии . . . . .	155
Э. С. Олейник. Палеоолигоцены позднепалеогенового Южно-Таджикского палеобассейна . . . . .	163
Л. Е. Немирич, А. Н. Шавелева. Биомическая характеристика олигоценового бассейна юго-западного погружения Копетдага . . . . .	169
С. В. Сябряй. История изменения растительного покрова Закарпатья в раннем миоцене в связи с изменениями морского бассейна . . . . .	177
Резолюция XXIX сессии Всесоюзного палеонтологического общества (24–28 января 1983 г.) . . . . .	182

•



## CONTENTS

B. S. S o k o l o v. Paleontological approaches to the geological history of ancient basins . . . . .	5
A. I. O s i p o v a, R. F. G e k k e r. Influence of abiotic factors on the composition of biota and form generation in ancient basins . . . . .	15
L. A. N e s s o v, L. B. G o l o v n e v a. Ecosystem evolution in the course of historical changes of floras and faunas . . . . .	22
M. V. O s h u r k o v a. Phytooryctocoenoses as indicators of landscape succession in the course of coal deposits emplacement . . . . .	29
N. P. K y a n s e p - R o m a s h k i n a. Charophytes as indicators of ecological features of ancient lacustrine systems . . . . .	34
A. A. I s h c h e n k o, L. V. K o r e n c h u k. Algae in a biofacies structure of Vendian and Silurian basins of Podolia . . . . .	38
V. I. P u s h k i n. Structure of Silurian bryozoan assemblages in the Baltic Basin . . . . .	45
<u>V. A. G i n d a</u> . Evolution of benthonic microfossil communities in the Ordovician Basin of Volyn . . . . .	59
M. M. O r a d o v s k a y a. Biofacies structure of the Kolyma Paleobasin in Ordovician . . . . .	62
A. M. J a r o s h i n s k a y a. Some features of facies belonging and paleoecology of Eifelian bryozoans in Salair (Shanda, Mamontovo horizons) . . . . .	72
N. V. D a n s h i n a. Role of subcylindrical stromatoporates in Upper Devonian reefrogenic deposits in Volga area at Volgograd . . . . .	78
V. E. P o l y a k o v a. Influence of abiotic and biotic factors on the composition and appearance of Late Serpukhovian corals in the Donets Basin . . . . .	83
L. N. P e t e r s o n. Evolutionary features of Carboniferous vegetation in the Tunguska Syncline (based on palynological evidence) . . . . .	88
O. P. F i s u n e n k o. Middle Carboniferous landscapes in the Donets Basin . . . . .	92
K. N. A m a n n i y a z o v. Paleogeography of the Kimmeridgian Salt Basin in western areas of Central Asia . . . . .	99
A. S. S a k h a r o v. Zoogeographic zonation of the Northeastern Caucasus based on Late Jurassic ammonoids . . . . .	110
Yu. V. T e s l e n k o. Ancient flora and landscape-geological setting in the Late Jurassic sea basin of Crimea . . . . .	117
G. G. J a n o v s k a y a. Changes in Jurassic phytocoenoses of the southwestern Ukraine resulting from the influence of environment (based on palynological evidence) . . . . .	122
I. Yu. N e u s t r u e v a. Effect of changes in climatic and landscape-ecological conditions on the composition of ostracod assemblages at close of Jurassic-beginning of Cretaceous . . . . .	126
Yu. N. A n d r e e v. Pattern of historical evolution of the Afghan-Tajik Paleobasin based on the analyses of ostracods . . . . .	131
F. V. K i p r i j a n o v a, N. A. B e t o u s o v a, E. D. B o g o m y a k o v a, G. E. R y l k o v a. Significance of foraminifers for studying facies of Hauterivian deposits in Western Siberia . . . . .	137

F. R. Likht, V. S. Markevich. On the existence of the Japanese Basin in Cretaceous . . . . .	143
M. A. Voronova. Change of ancient phytocoenoses in connection with the Albian-Cenomanian transgression in southern Ukraine . . . . .	149
G. G. Martinson. Reconstruction of some continental Cretaceous paleobasins in Asia based in paleontological evidence . . . . .	152
T. D. Bilinkevich. Influence of abiotic conditions on the fauna of the Late Cretaceous Volyn-Podolia Basin . . . . .	155
E. S. Oleinik. Paleoalgocoenoses of the Late Paleogene South-Tajik Paleobasin . . . . .	163
L. E. Nevmirich, A. N. Shaveleva. Bionomic characteristic of the Oligocene Basin in Southwestern Kopetdag . . . . .	169
S. V. Syabryaj. History of changes in the plant cover of the Trans-Carpathians area in Early Miocene in connection with changes in a sea basin . . .	177
Resolution of the XXIX Session of the All-Union Paleontological Society . . . . .	182

•

**ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И РЕКОНСТРУКЦИЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ**

**Труды XXIX сессии Всесоюзного палеонтологического общества**

*Утверждено к печати*

*Всесоюзным палеонтологическим обществом*

Редактор издательства **И. Н. Ионина**

Художник **Г. В. Смирнов**

Технический редактор **В. В. Шиханова**

Корректоры **Н. Г. Каценко, Н. П. Кизим и К. С. Фридлянд**

ИБ № 32927

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающем автомате. Подписано к печати 19.05.87. М-14178. Формат 60×90 <sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная №1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 12.50. Усл. кр.-от. 12.75. Уч.-изд. л. 14.83. Тираж 900. Тип. зак. № 1334.  
Цена 2 р. 30 к.

Ордена Трудового Красного Знамени  
издательство „Наука”, Ленинградское отделение  
199034, Ленинград, В-034, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука”  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

## РЕФЕРАТЫ

*УДК 56.01 : 56.074.6*

Палеонтологические подходы к геологической истории древних бассейнов / Соколов Б. С. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 5–15.

Проблемы реконструкции геологической истории древних бассейнов не могут решаться вне широкого палеонтологического обоснования. Этот и подобные ему исследовательские подходы всегда особо интересовали советских палеонтологов, значительная часть которых объединена в рядах Всесоюзного палеонтологического общества, вступившего в восьмое десятилетие своего славного существования. Развитие палеонтологических исследований в СССР всегда было неразрывно связано с решением задач советской геологии, с нуждами обеспечения народного хозяйства страны минерально-сырьевыми ресурсами. Эти задачи прямо вытекают из Основных направлений экономического и социального развития СССР на 1986–1990 годы и на период до 2000 года, принятых XXVII съездом КПСС.

*УДК 56.074.6 : 551.7*

Влияние абиотических факторов на состав биоты и формообразование в древних бассейнах / Осипова А. И., Геккер Р. Ф. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 15–22.

В статье показано влияние на формирование биоты ряда конкретных бассейнов прошлого (Главное девонское поле, Кузбасс, западный склон Урала, Южный Мангышлак и т. д.) таких абиотических факторов, как соленость, состав грунта, скорость движения водных масс, газовый режим и др.

Библиогр. 19 назв.

*УДК 56.017.*

Эволюция экосистем в ходе исторических изменений флор и фаун / Несо Л. А., Головнева Л. Б. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 22–28.

В работе обсуждаются некоторые вопросы становления эволюционной биогеоценологии, роль палеонтологии в изучении эволюции экосистем. Обосновываются относительные преимущества экосистем лиманов (как относительно простых и хорошо представленных в палеонтологической летописи), а также экосистем приморских

низменностей для выяснения закономерностей биогеоэцотической эволюции. Анализируются факторы, ведущие в основном к параллельному или же сетчатому преобразованию сообществ. Выделяются инцитатный и тардальный типы преобразования экосистем, характеризующиеся соответственно быстрыми и глубокими перестройками структуры после эцотической ломки и медленными преобразованиями без принципиальных изменений структуры.  
Библиогр. 5 назв.

*УДК 561.074.6 : 551.735 : 553.93/.96 (574.3)*

Фитоориктоэцозы как показатели смены ландшафтов в ходе формирования угольных месторождений / О ш у р к о в а М. В. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобасейнов. Труды ХХІХ сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 29–34.

Рассмотрены региональные и общие закономерности строения фитоориктоэцозов и эцоциклов по разрезам и по площади угленосного карбона Центрального Казахстана. Прослежены смены ландшафтных обстановок и господствующих типов растительности периода формирования угленосных отложений.  
Библиогр. 2 назв.

*УДК 561.271.074.6 : 551.312.051*

Харовые водоросли – показатели экологических особенностей древних озерных систем / К я н с е п - Р о м а ш к и н а Н. П. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобасейнов. Труды ХХІХ сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 34–38.

Харовые водоросли характерны для внутриконтинентальных, преимущественно пресноводных и реже солоноватоводных водоемов. Широкое географическое распространение видов харовых водорослей обусловлено сходными экологическими условиями. Присутствие харовых водорослей свидетельствует о повышенной карбонатности и повышенной биологической продуктивности водоемов (мощные стабильные заросли харовых водорослей распространены в мезофитных озерах). Харовые водоросли являются карбонатакопителями и регуляторами количества растворенных в воде карбонатных ионов. Находки древних харовых водорослей сосредоточены в конечной (глинисто-карбонатной) части озерного ритма осадконакопления.  
Библиогр. 11 назв.

*УДК 561.26.074.6 : 551.72 + 551.733.3 (477)*

Водоросли в биофациальной структуре вэндского и силурийского бассейнов Пододли / И щ е н к о А. А., К о р е н ч у к Л. В. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобасейнов. Труды ХХІХ сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 38–45.

Рассматриваются изменения обстановок осадконакопления в вэнде и силуре на юго-западном склоне Восточно-Европейской платформы и распределение водорослевых фаций в вэндском и силурийском бассейнах. Охарактеризован состав водорослевых ассоциаций, приуроченных к каждой фациальной зоне.  
Библиогр. 6 назв. Ил. 3.

*УДК 564.7 : 551.733 (474+476)*

Структура сообществ ордовикских мшанок Балтийского бассейна / Пушкин В. И. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 45–59.

Рассмотрена структура сообществ ордовикских мшанок Балтийского бассейна начиная от раннего аренига (латорпское время) и кончая поздним ашпиллом (пиргуское время). Места распространения сообществ, выделенных на количественной основе, прослежены для отдельных отрезков времени в пределах всего Балтийского бассейна.

Библиогр. 16 назв. Ил. 3.

*УДК 56.017 : 551.733.1 (47)*

Развитие сообществ бентосных микрофоссилий в ордовикском бассейне Волыни / Гинда В. А. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 59–62.

В статье подведены итоги исследований В. А. Гинды (1971–1985), связанные с изучением комплексов микрофоссилий из ордовикских отложений юго-запада Восточно-Европейской платформы, выяснением закономерностей их распространения и использованием в биостратиграфии и палеогеографических реконструкциях ордовика этого региона.

Библиогр. 21 назв.

*УДК 56.074.6 : 551.733.1 : 551.833.1 (571.65)*

Биофациальная структура Колымского палеобассейна в ордовике / Орадovская М. М. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 62–72.

Разработан модельный ряд фаций, включающий девять фациальных поясов. Рассмотрено развитие Колымского палеобассейна в наиболее яркие моменты ордовикской истории, выявлены закономерности в динамике фаций и намечены характерные черты биоценозов, являющихся маркерами обстановок осадконакопления. Сделаны краткие выводы о развитии всего палеобассейна северо-восточной Азии в ордовике.

Библиогр. 5 назв. Ил. 4.

*УДК 564.7.074.6 : 551.734.3 : 7 (571.17)*

Некоторые особенности фациальной приуроченности и палеоэкологии эйфельских мшанок Салаира (шандинский, мамонтовский горизонты) / Ярошинская А. М. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 72–78.

Рассматриваются особенности экологии эйфельских мшанок Салаира, зависимость от условий обитания.

Библиогр. 4 назв. Ил. 2.

Роль субцилиндрических строматопорат в верхнедевонских рифогенных отложениях Волгоградского Поволжья / Д а н ь ш и н а Н. В. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 78–83.

В статье излагаются результаты изучения остатков субцилиндрических строматопорат из отложений верхнего девона Волгоградского Поволжья. Данные отложения включают осадки, представленные различными фациями в пределах органогенной полосы. Делается вывод о соотношении не только количества, но и состава субцилиндрических строматопорат с фациальной принадлежностью вмещающих пород. Библиогр. 7 назв.

*УДК 563.6 : 551.735 (477.6)*

Влияние абиотических и биотических факторов на состав и облик позднесерпуховских кораллов Донецкого бассейна / П о л я к о в а В. Е. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 83–88.

В статье рассматриваются 8 фациальных типов карбонатных пород из верхнесерпуховских отложений Донецкого бассейна. Показано изменение видового, количественного состава и облика кораллов в зависимости от изменения условий среды обитания.

Библиогр. 6 назв.

*УДК 561.074.6 : 551.735 (571.51)*

Особенности развития каменноугольной растительности Тунгусской синеклизы (по палинологическим данным) / П е т е р с о н Л. Н. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 88–91.

На основе послыонного изучения содержания миоспор карбона в Тунгусской синеклизе установлен общий систематический состав каменноугольной флоры, прослежено их распространение во времени. Для этой флоры выделено 4 разновозрастных комплекса миоспор. Выделено два этапа в развитии палинофлор: визейский и среднепозднекаменноугольный, соответствующие лепидофитовой и кордаитовой растительным формациям. Библиогр. 10 назв.

*УДК 551.4 : 551.735.15 (477.6)*

Ландшафты среднего карбона Донецкого бассейна / Ф и с у н е н к о О. П. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 92–99.

Реконструкция ландшафтов среднего карбона Донбасса стала возможной в связи с детальными фациальными и палеонтологическими исследованиями, выполненными в последние годы. Для области седиментации выделяется 5 ландшафтных зон (А–Д), ориентированных параллельно морскому побережью. Развитие обстановок

контролировалось климатическим и гидрологическим режимом, геоморфологическими и эдафическими условиями, а также приспособительными особенностями растений. К концу среднего карбона в связи с аридизацией климата ландшафтная структура бассейна претерпела существенные изменения. Приведены реконструкции 5 основных типов ландшафтов.

Библиогр. 6 назв. Ил. 5.

*УДК 551.862.33 (575)*

Палеогеография кимериджского солеродного бассейна западных районов Средней Азии / Аманнязов К. Н. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 99–110.

С кимериджскими отложениями запада Средней Азии связаны месторождения калийных и поваренных солей, серы, гипса, ангидрита и др. Характеристика вещественного состава и условий накопления кимериджских отложений дана по трем структурно-седиментационным областям: Балхано-Копетдагской, Амударьинской и Арало-Каспийской. Подробно описана палеогеографическая обстановка накопления кимериджских отложений на западе Средней Азии.

Библиогр. 2 назв. Ил. 3.

*УДК 551.862.3.07 : 564.53 (470.6)*

Зоогеографическое районирование Северо-Восточного Кавказа по позднеюрским аммоноидеям / Сахаров А. С. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 110–117.

Рассматривается зоогеографическое районирование Северо-Восточного Кавказа по принципу провинциальной принадлежности фаун. Анализ распределения келловейских, оксфордских, кимериджских и титонских аммонитов благодаря эндемичности фаун позволил установить районы, которые в келловейский и оксфордский века входили в состав бореальной области, а в кимериджский и титонский века являлись составной частью тетической области.

Библиогр. 5 назв. Ил. 1.

*УДК 561.074.6 : 551.762.2 (477.75)*

Древняя флора и ландшафтно-экологическая обстановка среднеюрского морского бассейна Крыма / Тесленко Ю. В. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 117–122.

Рассматривается приуроченность фитоориктоценозов к разным фациям среднеюрских морских пород Горного Крыма. Сделан вывод о непродолжительном в аспекте геологического времени существовании островов с индивидуальными особенностями рельефа и увлажненности почв. В сочетании с закономерностями развития флоры Европейской провинции Индо-Европейской палеофлористической области эти особенности определяли своеобразие флоры каждого острова в отдельности. Теплое морское мелководье было покрыто зарослями водорослей, близких современному бурям.

Библиогр. 12 назв.



*УДК 561.074.6 : 551.762 (477)*

Изменение юрских фитоценозов юго-запада Украины как результат влияния условий среды (по палинологическим данным) / Яновская Г. Г. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 122–126.

Сравнительный анализ флористических комплексов байос-бата, келловея и оксфорд-кимериджа юго-запада Украины показал, что перестройки растительных группировок во времени и пространстве определялись изменением физико-географической среды, в первую очередь морскими трансгрессиями, которые влекли за собой и климатические изменения. Воздействие указанных факторов, угнетая и уничтожая определенные растительные группировки, одновременно способствовало процессам миграции и расселения новых форм, в конечном счете создавая новые растительные ассоциации.

Библиогр. 8 назв.

*УДК 565.33.074.6 : 551.762/.763*

Влияние изменения климатических и ландшафтно-экологических условий на состав ассоциаций лимнических остракод в конце юры–начале мела / Неуструева И. Ю. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 126–130.

Рассмотрена роль климатических и ландшафтно-экологических факторов, оказавших влияние на перестройку сообществ лимнических остракод на рубеже юры и мела, в результате которой доминирующее положение среди них заняли ципридаецы.

Библиогр. 25 назв. Ил. 1.

*УДК 565.33.074.6 : 551.763 (575+581)*

Закономерности исторического развития Афгано-Таджикского палеобассейна на основе анализа остракод / Андреев Ю. Н. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 131–137.

Используя особенности биологии остракод проанализирована история биохорий их меловых предков, взаимно увязаны биономические и историко-геологические аспекты и восстановлены закономерности исторического развития палеобассейна.

Библиогр. 10 назв.

*УДК 563.12. : 551.763.12 (571.1)*

Значение фораминифер в познании фациальной природы готеривских отложений Западной Сибири / Киприянова Ф. В., Белоусова Н. А., Богомякова Е. Д., Рылькова Г. Е. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 137–143.

На основании изучения фораминиферных ассоциаций в морском бассейне Западной Сибири готеривской эпохи выделены четыре биофациальные зоны, со свойственными каждой из них условиями седиментации.

Библиогр. 5 назв. Ил. 1.

О существовании Японского морского бассейна в мелу / Л и х т Ф. Р., М а р к е в и ч В. С. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 143–148.

Доказательство существования глубоководного морского бассейна в области современного Японского моря в палеозое и мезозое выявлено в результате детального анализа морфотектонических и формационных его особенностей. Обсуждаются принципиальные отличия седиментогенеза на рубеже нижнего и верхнего мела, определивших два стратиграфических уровня. Палеоэкологическими данными подтверждается существование глубоководной Японской морской впадины, разделявшей палеоматерик и возвышенность Ямато, бывшей в мелу сушей. Библиогр. 22 назв.

УДК 561 : 581.33 : 551.763 : 551.863 (477)

Изменение древних фитоценозов в связи с альб-сеноманской трансгрессией на юге Украины / В о р о н о в а М. А. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 149–152.

Закономерности в распределении спорово-пыльцевых зерен в палинокомплексах и фашиально-литологические особенности пород апта, альба и сеномана на юге Украины свидетельствуют о постепенном изменении фитоценозов в связи с трансгрессирующим с юга морем. Бывшие речные долины превращались в лиманы, глубоко вдающиеся в континент, на аккумулятивных равнинах происходило заболачивание и образование многочисленных озер, которые в дальнейшем превращаются в лиманы и заливы мелководного сеноманского бассейна. В лесах возвышенных мест произрастания происходил процесс вытеснения мезофитных гинкговых, подокарповых, хвойных первыми представителями кайнофитной флоры, покрытосеменными. Сократились до минимума площади, занятые зарослями папоротников.

Библиогр. 5 назв.

УДК 551.863 (5)

Реконструкция некоторых континентальных меловых палеобассейнов Азии по палеонтологическим данным / М а р т и н с о н Г. Г. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 152–155.

Реконструкция крупных палеобассейнов на территории Центральной Азии, Казахстана и Средней Азии стала возможной благодаря комплексным геологическим и палеонтологическим исследованиям последних десятилетий. Ископаемые остатки моллюсков, остракод, конхострак, рыб, черепах, крокодилов и динозавров, а также харовых водорослей и отпечатков растений, достаточно конкретно свидетельствуют о широком развитии внутренних бассейнов в меловое время в Монгольской и Китайской Гоби, Ферганской впадине, на приморских равнинах Приаралья и Кызылкумов.

Библиогр. 3 назв.

УДК. 56.074.6 : 551.763.3 (47)

Влияние абиотических условий на фауну поздне мелового бассейна Вольно-Подольи / Б и л и н к е в и ч Т. Д. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 155–162.

Рассмотрено влияние глубины моря, солёности воды, течений, пищевых компонентов и субстрата на развитие палеоценозов в сеноман-маастрихтское время. В зависимости от разных экологических условий в палеоценозах выделены ассоциации организмов.

Библиогр. 6 назв. Ил. 1.

*УДК 561 : 551.781 (575.3)*

Палеоальгоценозы позднепалеогенового Южно-Таджикского палеобассейна / О л е й н и к Э. С. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 163–169.

В статье рассматриваются некоторые биомические особенности распространения палеоальгоценозов микрофитопланктона с органической оболочкой. Прослежено изменение систематического состава и их связь с фациями.

Библиогр. 18 назв.

*УДК 551.781.5 : 363.12 (575.4)*

Биомическая характеристика олигоценового бассейна юго-западного погружения Копетдага / Н е в м и р и ч Л. Е., Щ а в е л е в а А. П. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 169–177.

Изучение олигоценовых отложений района погружения внутренних складок Западного Копетдага привело к расчленению этих отложений в плане их детальной стратиграфии. Проведившиеся исследования основывались в значительной степени на оценке систематического состава и биомических особенностей различных палеоценогенетических комплексов фораминифер. Всего было выделено 12 палеоценозов, различавшихся по своим хоро- и хронологическим соотношениям. Анализ условий существования древних сообществ фораминифер позволил реконструировать историческую динамику гидрологических черт исследованного олигоценового бассейна.

Библиогр. 15 назв. Ил. 1.

*УДК 561.074.6 : 551.782.1 (477.8–924.51/.53)*

История изменения растительного покрова Закарпатья в раннем миоцене в связи с изменениями морского бассейна ( С я б р я й С. В. // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии ВПО. Л.: Наука, 1987. С. 177–181.

На протяжении раннего миоцена прослеживается перестройка биоценоза в зависимости от изменения морского бассейна. Время накопления отложений негровской свиты – время существования реликтовых озер-лагунов – характеризовалось лесной растительностью в условиях теплого климата. Роль макротермных элементов была незначительна. Преобладали умеренные листопадные породы в составе смешанных лесов.

Отложения буркаловской свиты накапливались в теплом субтропическом морском бассейне, воды которого трансгрессировали в пределы опускавшегося Закарпатского прогиба. Расширение моря обусловило значительное потепление и гумидизацию и как следствие изменение состава лесной растительности, в которой значительно увеличилась роль теплолюбивых элементов.

Библиогр. 13 назв.

**КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА „НАУКА”  
МОЖНО ПРЕДВАРИТЕЛЬНО ЗАКАЗАТЬ  
В МАГАЗИНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОНТОРЫ  
„АКАДЕМКНИГА”,  
В МЕСТНЫХ МАГАЗИНАХ КНИГОТОРГОВ  
ИЛИ ПОТРЕБИТЕЛЬСКОЙ КООПЕРАЦИИ.**

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

- 117192 Москва, Мичуринский пр., 12, магазин „Книга—почтой” Центральной конторы „Академкнига”;  
197345 Ленинград, Петрозаводская ул., 7, магазин „Книга—почтой” Северо-Западной конторы „Академкнига”

или в ближайший магазин „Академкнига”, имеющий отдел „Книга—почтой”:

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга—почтой”);  
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13 („Книга—почтой”);  
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4;  
690088 Владивосток, Океанский пр., 140;  
320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга—почтой”);  
734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга—почтой”);  
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;  
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 („Книга—почтой”);  
420043 Казань, ул. Достоевского, 53;  
252030 Киев, ул. Ленина, 42;  
252142 Киев, пр. Вернадского, 79;  
252030 Киев, ул. Пирогова, 2;  
252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга—почтой”);  
277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга—почтой”);  
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 („Книга—почтой”);  
660049 Красноярск, пр. Мира, 84;  
443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга—почтой”);  
191104 Ленинград, Литейный пр., 57;  
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;  
199004 Ленинград, 9 линия, 16;

- 220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга—почтой”);  
103009 Москва, ул. Горького, 19а;  
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;  
630076 Новосибирск, Красный пр., 51;  
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 („Книга—почтой”);  
142284 Протвино Московской обл., „Академкнига”;  
142292 Пушино Московской обл., МР „В”, 1;  
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга—почтой”);  
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;  
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;  
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга—почтой”);  
634050 Томск, наб. реки Ущайки, 18;  
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга—почтой”);  
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;  
720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга—почтой”);  
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга—почтой”).

2 р. 30 к.



**ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА”**  
**Ленинградское отделение**