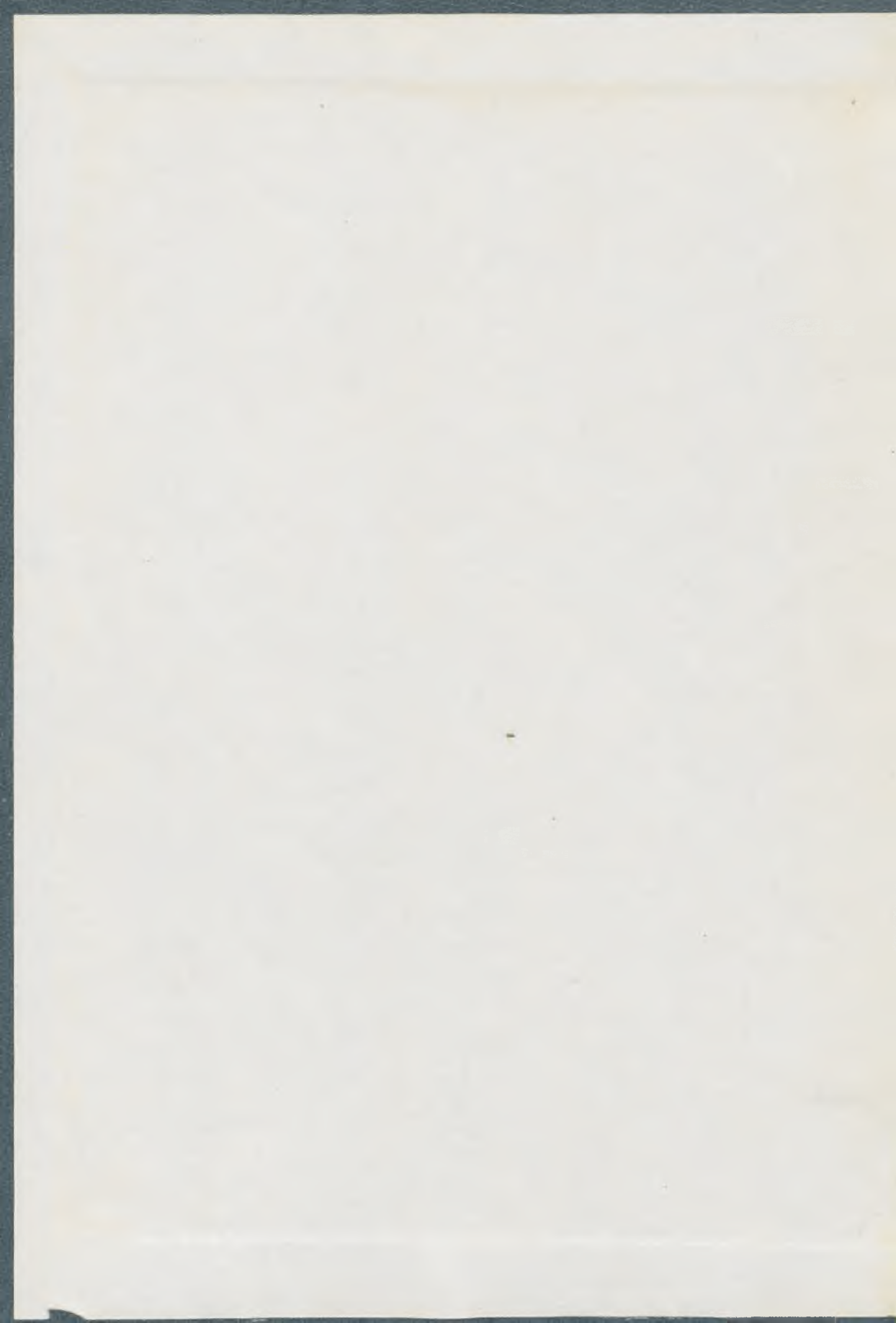






ПРОЕКТ «ЭКОСТРАТИГРАФИЯ»

Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.
Institute of Geology

THEORY AND PRACTICE OF ECOSTRATIGRAPHY

Edited by D. Kaljo and E. Klaamann



TALLINN «VALGUS» 1986

Академия наук Эстонской ССР

Институт геологии

ТЕОРИЯ И ОПЫТ ЭКОСТРАТИГРАФИИ

Под редакцией Д.Л. Кальо и Э.Р. Клааманна

Eesti
Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut
№ 1758



ТАЛЛИН «ВАЛГУС» 1986

УДК 56.024+551.8:557.4:551.733.3+551.734.2/.3(47+57)

Редакционная коллегия:

чл.-корреспонденты АН ЭССР Д. Л. Кальо (председатель) и А. В. Раукас,
доктор геол.-мин. наук Р. М. Мянниль, кандидаты геол.-мин. наук Х. А. Вийдинг,
Э. Р. Клааманн (секретарь), А. М. Мийдел, Э. А. Пиррус

Ответственные редакторы Д. Л. Кальо и Э. Р. Клааманн

Художник-оформитель Л. Круусмаа

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета
Академии наук Эстонской ССР

Книга подводит итоги исследованиям советских участников проекта «Экостратиграфия» Международной программы геологических корреляций, общей целью которых явилось совершенствование биостратиграфических методов, применяемых при сопоставлении разнофациальных отложений. На примере разных бассейнов силура и девона территории СССР (Прибалтика, Подолия, Урал, Средняя Азия, Сибирь, Арктические районы) рассматриваются связи палеобиологических и литологических данных, выявляется биофациальный смысл фаунистических ассоциаций и их переходов в общем фациальном и батиметрическом профиле палеобассейнов.

Рис. 66. Библиогр. 347 назв.

Т 1904040000—231
М 902(16)—86 Заказное

26.323

© Академия наук Эстонской ССР,
1986 г.
Выпущено по заказу Академии
наук Эстонской ССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

(К итогам работы Советской рабочей группы проекта «Экостратиграфия» МПГК)

Экостратиграфия, объединяющая разные направления палеонтолого-стратиграфических, литолого-фациальных и палеогеографических исследований, заняла в современной геологии выдающееся место. Ее отличительной чертой является широкое использование экологической информации для решения своих основных задач. Можно с уверенностью сказать, что экостратиграфия наиболее типично характеризует современное стремление геологов и палеонтологов понять жизнь геологического прошлого не просто как историю отдельных филумов или набора «руководящих ассоциаций», характеризующих различные и последовательные уровни стратиграфической шкалы, а в виде системы взаимосвязей, существовавших между эволюционирующими сообществами организмов и меняющимися условиями среды жизни.

Указанное стремление привело к быстрому росту популярности экостратиграфии и оживленной дискуссии о ее сущности, задачах, методах и т. д. За десятилетие осуществления работ по специальному проекту МПГК выяснилось многое, в частности то, что корни экостратиграфии уходят в далекое прошлое стратиграфии и палеоэкологии и что она не представляет собою некий новый тип стратиграфии со специфическими методами, терминологией и классификацией. Известный американский исследователь Артур Буко, лидер международной рабочей группы проекта «Экостратиграфия», в одной из своих недавних работ высказал следующую точку зрения: «Экостратиграфическая корреляция не использует ни одного нового принципа. Новое в этом деле — это попытка объединить таксономическую, биогеографическую и эволюционную информацию с историей осадконакопления и геохронологическими данными в одну целостную картину» (Boucot, 1982).

Таким образом, именно системный подход составляет одну из важнейших характерных черт экостратиграфии.

Во всем разнообразии экостратиграфических исследований проявляются две основные, не противоречащие друг другу тенденции:

а) выделение и изучение палеоэкосистем как стратонов разных категорий, использование экологической и др. информации для более глубокого обоснования стратиграфических схем; эта тенденция свойственна громадному большинству работ по проекту как в СССР, так и за границей;

б) использование экостратиграфического подхода для решения глобальных или региональных задач корреляции, в том числе корреляции разнофациальных свит, прослеживания границ стратонов через разные фации, преодоления фациальных границ.

В качестве орудия решения этих задач используются сообщества (А. Буко и др.), биозоны, климатические события (В. А. Красилов), перестройка геосистем (Ю. Б. Гладенков), количественная корреляция на основе палеонтологических шкал (М. П. Рубель) и т. д.

Исходя из понимания экостратиграфии как системного подхода к проблемам стратиграфии и соотношения организмов и среды, экостратиграфы Института геологии АН ЭССР ставят на первый план так называемый бассейновый анализ, считая его главным орудием экостратиграфии, объединяющим все указанные выше разделы (см. сборники «Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian». Tallinn, 1982; «Сообщества и биозоны в силуре Прибалтики», Таллин, 1982 и др.). Такой подход отражается и в трудах ленинградских, сибирских, киевских и других коллег. Это не случайное совпадение. Ведь бассейновая экостратиграфия имеет прямые связи с выявлением закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых как в пространстве, так и во времени, уточняет стратиграфию бассейнов и т. д.

Данный сборник, задуманный как одна из итоговых публикаций Советской рабочей группы проекта, содержит в основном материалы, обсуждавшиеся на совещании «Теория и опыт экостратиграфии» в 1982 году в Таллине. По стратиграфическому охвату сборник несколько выходит за рамки проекта, однако приводимые в нем материалы теснейшим образом связаны с экостратиграфическими проблемами.

Открывающие сборник четыре статьи (Б. С. Соколов, В. А. Красилов, В. П. Сапельников и М. А. Сенкевич) касаются разных аспектов теории экостратиграфии. Вместе с опубликованными ранее трудами (см. сб. «Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого». Л., 1980 и некоторые другие работы) они подытоживают основные представления советских исследователей об экостратиграфии.

Следующий раздел сборника посвящен анализу силурийских бассейнов Прибалтики и Подолии, распределению в них сообществ разных групп организмов, а также обсуждению биозональности и проблем корреляции.

В третьем разделе рассматриваются те же вопросы на примере силура и нижнего-среднего девона Урала, Волгоградского Поволжья, Новой Земли, Южного Тянь-Шаня, Казахстана, Северной Земли и Сибири. Таким образом, итоговый сборник отражает почти все разнообразие экостратиграфии в СССР, в частности в рамках проекта.

Профессор Андерс Мартинссон, инициатор проекта и один из его идейных руководителей, преждевременно скончавшийся в июле 1983 года, назвал экостратиграфию «широким движением среди ученых», признавая ее разносторонность и в то же время не очень строгую определенность. Такой же экостратиграфия предстает и в нашей книге.

Посвящаем ее памяти А. Мартинссона.

*Председатель Советской рабочей группы
проекта «Экостратиграфия» академик В. С. Соколов,
заместитель председателя Д. Л. Кальо*

PREFACE

(on results obtained by the Soviet working group of the project "Ecostratigraphy" IGCP)

Ecostratigraphy, uniting different trends in palaeontological, lithofacial and palaeogeographical investigations, plays a significant role in modern geology. Its characteristic feature is the wide usage of ecological information for solving the main tasks of the latter. It seems that ecostratigraphy very well corresponds to an effort of present-day geologists and palaeontologists to understand the life in the geological past not only as the history of a separate phylum or a set of «guide fossil associations» occurring at different and successive levels of the stratigraphical scale, but as a system of mutual relations between evolving organism communities and changing environmental conditions.

The above effort led to the rapid growth in the popularity of ecostratigraphy and lively discussions about its essence, tasks, methods, etc. During the ten years of the work by a IGCP project a lot has become clear, particularly that the roots of ecostratigraphy go into the distant past of stratigraphy and palaeoecology and it is not a new kind of stratigraphy with its specific methods, terms and classifications. Prof. A. Boucot (1982), the leader of the international working group of the project "Ecostratigraphy", has written: "Ecostratigraphical correlation does not make use of any new principle. New in this matter is the attempt to unite taxonomical, biogeographical and evolutionary information with the history of sedimentation and geochronological data into one complete picture."

Thus, system approach is one of the main characteristic features of ecostratigraphy.

In the whole variety of ecostratigraphical investigations two basic tendencies can be seen which do not contradict one another:

a) distinction and study of palaeoecosystems as strata of different categories using the ecological and other kinds of information to improve a stratigraphical scheme; this tendency is characteristic of the vast majority of works carried out by the project in the USSR, as well as abroad;

b) usage of ecostratigraphical approach for solving global or regional correlative problems, among this the correlation of formations of different facies origin; tracing the boundaries of those strata and crossing facies boundaries.

To work out these problems are used communities (A. Boucot, et al.), biozones (many authors), climatic events (V. Krasilov), reconstruction of geosystems (Y. Gladenkov), quantitative correlation based on palaeontological scales (M. Rubel), etc.

Proceeding from the interpretation of ecostratigraphy as system approach to the stratigraphical problems and from the relations between the organisms and the environment, the Institute of Geology of the Academy of Sciences, ESSR places to the foreground the so-called basin

analysis, considering it as the main trend in ecostratigraphy, uniting all the above divisions (see collections *Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian*. Tallinn, 1982; *Communities and biozones in the Baltic Silurian*. 1982, etc.). Such an approach is also seen in the studies of Leningrad, Siberian, Kiev and other regional teams. This is not a coincidence as basinal ecostratigraphy has direct connections with practice: it helps to define the distribution of mineral resources in space, as well as in time, improves the stratigraphy of basins, etc.

The present book as one of the final results of the Soviet working group of the project, mostly contains papers, discussed at the conference "Theory and Practice of Ecostratigraphy" held in 1982 in Tallinn. As for its contents, the book somewhat exceeds the time limits of the project, but the materials given in it serve as a good supplement to the studied problems.

The first four articles (B. Sokolov, V. Krasilov, V. Sapelnikov and M. Senkevitch) deal with different aspects of the theory of ecostratigraphy. Together with earlier published works (see the book "Ecostratigraphy and ecosystems in the geological past". L., 1980, and some other papers) they add up the basic opinions of Soviet researchers about ecostratigraphy.

The following part of the book is dedicated to the analysis of Baltic and Podolian Silurian basins, communities of various organism groups in them, also to the discussion on biozonality and correlation problems.

The third part deals with the same problems following the example of the Silurian and Lower Devonian of the Urals, Volgograd region, Novaya Zemlya, South Tien-Shan, Kazakhstan, Severnaya Zemlya and Siberia. Thus, the book reveals almost the whole ecostratigraphical diversity of the USSR, particularly within the range of the project.

Prof. A. Martinsson, the initiator and one of the ideological leaders of the project, who died untimely in July, 1983, called ecostratigraphy "a widespread movement among scientists, admitting its versatility and, at the same time, not too strict definiteness. Such appears ecostratigraphy also in our book.

We dedicate it to the memory of Anders Martinsson.

*Boris Sokolov and Dimitri Kaljo
Leaders of the Soviet working group of
the project "Ecostratigraphy" IGCP*

ЭКОСТРАТИГРАФИЯ, ЕЕ МЕСТО И РОЛЬ В СОВРЕМЕННОЙ СТРАТИГРАФИИ**Б. С. СОКОЛОВ**

Вероятно, перефразируя слова хорошо известного эколога Ч. Элтона (Elton, 1927), можно с известным основанием утверждать, что **экостратиграфия** является новым названием очень старого предмета. Этим я вовсе не хочу сказать, что уже давно существует стратиграфия, использующая изучение древних естественных сообществ организмов в качестве эффективного инструмента своих реконструкций (такой науки, строго говоря, нет и сейчас), и, тем более, не стремлюсь бросить тень на новое название, как и вообще на новые термины, когда необходимость в них логически безусловна. В данном случае неоспоримы и давние истоки экологического подхода к решению стратиграфических проблем, и современная потребность в существенно новых акцентах на той стороне палеонтологического метода в стратиграфии, которая представляется более содержательной, чем тривиальное сведение метода к «руководящим формам» и даже к «руководящим ассоциациям форм», продолжающим цепко держать многочисленные разновидности «биозональной стратиграфии» преимущественно в русле чисто формалистических процедур.

Апогеем этого формалистического направления является концепция «множественности стратиграфий», принимаемых как равноценные, которая недавно почти на торжествующей ноте была изложена в «Международном стратиграфическом справочнике» (Хедберг, ред., 1978). Нет сомнений как в полезности этого руководства, всколыхнувшего идеологические и прагматические подходы современных стратиграфов, так и в справедливости той критики, которую книга вызвала в Европе и в СССР (Меннер, 1978 и др.). Но и то и другое одинаково показало излишнюю претенциозность эпитета «международный», поскольку национальные и региональные традиции в стратиграфической практике продолжают оставаться очень сильными, а общей теории стратиграфии руководство не дает.

Вместе с тем функции теории в стратиграфии, как мы убеждаемся, с успехом заменяют некоторые исторически сложившиеся базисные принципы, которые иногда именуют «законами», а также методы расчленения и корреляции, заимствованные из других областей знания (физики, химии, биологии) и оперативно согласованные с трехмерной моделью пространства — времени. Фундаментальное значение геологии во всем естествознании как раз и состоит в способности стратиграфической геологии, как науки исторической, дать этой модели реальное материальное насыщение и неограниченно совершенствовать процесс этого насыщения. При этом формируется и само представление о геологическом (и биологическом) времени, которого вне материальных документов геологии и палеонтологии просто не существует (Вернадский, 1965; Соколов, 1971; Мейен, 1981 и др.).

Опыт многих исследований, даже если брать литературу, изданную только на русском языке (Динер, 1934; Страхов, 1948; Либрович, 1948, 1951; Жинью, 1952; Крумбейн и Слосс, 1960; Степанов, 1958; Меннер, 1962; Зубкович, 1968; Жижченко, 1969; Schindewolf, 1950, 1970; Соколов, 1971, 1980; Леонов, 1973, 1974; Круть, 1973, 1978; Мейен, 1974, 1981; Садыков, 1974; Тесленко, 1976; Ямниченко, 1976; Степанов, Месежников, 1979; Косыгин, Салин, Черкасов, 1979; Салин, 1979; Халфин, 1980; Жамойда, 1980; Никитин, Модзалевская, 1982 и др.), позволяет убедиться, что при всем разнообразии подходов к стратиграфии и поисков ее рациональных устоев в конечном счете фундаментальная роль остается лишь за немногими принципами, без которых не может обойтись ни одно из претендующих на зрелость стратиграфических направлений.

Представляется, что огромная эмпирическая база стратиграфии, в течение десятков и даже сотен лет опирающаяся на эти принципы, и уже созданные на их основе обобщения должны укрепить в нашем сознании вывод, что в них-то и следует видеть те основания, которые составляют теоретический фундамент стратиграфии.

В последние годы наиболее целостное рассмотрение совокупности базисных стратиграфических принципов, объединенных логическим единством, принадлежит, по всей вероятности, С. В. Мейену (1974, 1981). Эти принципы не новые, хотя иногда они и утрачивали подобающее им место в длинных перечнях разнокалиберных и разноплановых «законов» и «принципов» стратиграфии, нередко выводимых из частных стратиграфических операций или рассуждений отдельных исследователей, далеких от подозрений, что они закладывают принципиальные основы науки. Одно время даже казалось, что возникла какая-то лихорадочная погоня за этими принципами, стремление умножить их ради придания стратиграфии научной значительности. Однако стратиграфия в этом вовсе не нуждалась. Ей важно было освободиться от излишних нарядов и показать свою простую и действительно фундаментальную аксиоматику, достойную того места, которое стратиграфия прочно заняла в геологии.

В чем же состоят эти фундаментальные основы стратиграфии? Они выражают самые простые и ясные положения, которые необходимо твердо знать, чтобы с наибольшей достоверностью производить все те геологические операции в стратисферной оболочке Земли, которые учитывают временные и пространственные свойства стратисферы, ее мозаичность, неоднородность, прерывистость. Следовательно, во-первых, необходимо установить нормальную хронологическую последовательность геологических тел в конкретных разрезах с их вертикальной неоднородностью и прерывистостью (это классический принцип Стенона) и, во-вторых, сопоставить эти последовательности в геологическом пространстве, основываясь на сходстве признаков в последовательностях по положению, что не всегда означает одновременность (это наиболее близко к принципу гомотаксии Гексли). Принцип, лежащий в основе этой процедуры в стратиграфии — важнейший, причем следует согласиться с теми исследователями, которые не ограничивают его гомотаксией одних лишь палеонтологических комплексов.

Однако присущие стратисфере пространственная мозаичность, неоднородность и прерывистость (различные типы фаций, разобченные седиментационные бассейны, обособленные биогеографические провинции, климатические зоны, экологические барьеры и т. д.) неизбежно накладывают ограничения на гомотаксальные ряды при сопоставлении (стратиграфической корреляции). Важнейшую роль в снятии этих огра-

ничений приобретают разрезы с переходными (вставными) признаками, вплоть до полной их замены (крайние типы разрезов) по сравнению со стратотипом. При этом стратиграфическое подразделение (стратон) сохраняет всю свою полноценность, а процесс корреляции отражает и выражает разнообразие признаков стратона в рамках соответствующей геологической одновременности.

Эта операция является главной в региональной и межрегиональной корреляции. Только она позволяет, отталкиваясь от стандарта типовой стратиграфической границы (лимитотипа), устанавливать эквиваленты такой границы в отдаленных разрезах разных континентов и разного фациального генезиса. В своих лекциях, особенно в связи с многолетней работой в Комитете по определению стратиграфической границы между силурийской и девонской системами в конце 1960-х годов, я называл этот общестратиграфический принцип передачей, или «**трансмиссией корреляционной функции**» (Соколов, 1970, 1980). Его не следует путать с методом сопоставления разнофациальных отложений по, например, экологически безразличным палинокомплексам или вулканическим пеплам. У них своя особая роль. Очень подробное рассмотрение этого принципа дано С. В. Мейеном (1974, 1981), который, возможно, более удачно называет его принципом «хронологической взаимозаменяемости признаков».

В настоящее время я затруднился бы назвать еще какие-либо столь же общие и фундаментальные принципы стратиграфии, как приведенные выше, хотя в огромной стратиграфической литературе привычно называются и многие другие принципы, правила и даже законы, которые, казалось бы, могли дополнить наш список. Представляется, однако, что по крайней мере большинство из них либо ограничено входит в приведенные выше основные принципы, либо отражает какие-то частные геологические свойства стратисферы и литосферы вообще, либо скорее относится к методическим основам и приемам стратиграфии.

До сих пор я не употреблял термина «биостратиграфия», но именно биостратиграфия вызывает наибольший интерес не только стратиграфов и палеонтологов, но и всех геологов, биологов, географов — словом, множества естествоиспытателей. Причина такого интереса проста. Во-первых, летопись жизни фактически пронизывает всю историю стратисферной оболочки Земли (продолжительность 3,5—4,0 миллиарда лет), хотя остатки ее документов (следов) распределены очень неравномерно и с кажущимися планетарными пробелами, что и породило ошибочный, как я давно считаю, взгляд на роковую неполноту этой летописи в геологии. Во-вторых, именно палеонтологический метод в стратиграфии позволил создать важнейшую в науке концепцию биологического (а тем самым и геологического) времени, вскрыть направленность, необратимость и неравномерность (этапность) эволюционного процесса, разработать иерархическую систему стратиграфических подразделений, проследить их хронологическую устойчивость в географических средах прошлого и, наконец, создать исключительно важную в практическом отношении разнообразную геологическую и палеогеографическую картографию.

Роль палеонтологии (остатков организмов и проявлений живых систем) в материальной характеристике геологических тел стратисферы (особенно фанерозойской и протерозойской ее части), в выявлении самых ярких и значительных их признаков, используемых фундаментальными принципами стратиграфии, столь велика, что нередко всю научную стратиграфию сводят лишь к одной биостратиграфии, назы-

вая ее подлинной стратиграфией и отказывая в праве на существование даже хроностратиграфии, ибо инструментом последней оказывается все та же палеонтологическая хронология, а не абстрактное время.

Конечно, этот скептицизм преувеличен, поскольку в геологии все шире и успешнее используются многообразные физические методы стратиграфии (радиологические, геофизические, литологические, тектономагматические, ритмоклиматические и вообще геоциклические) и они очень нужны, но нет сомнения и в том, что фанерозойская биохронологическая модель стратиграфии все же остается наиболее идеальной в силу ее биологической компоненты, имеющей высокий уровень развития и экологической дифференциации. Докембрийские биоты очень важны сами по себе и для понимания эволюции жизни вообще, но они лишь отдаленно приближаются в этом смысле к фанерозою, и только в предкембрийские эпохи (поздний рифей-венд). В целом же докембрийская биостратиграфическая модель пока еще очень груба и не имеет преимуществ перед историко-геологической с ее физическими основами. Отсюда принципиальное отличие стратиграфии докембрия от стратиграфии фанерозоя и тяготеющего к нему венда.

Таким образом, общие принципы стратиграфии наиболее полно реализуются биостратиграфией, и уже поэтому биостратиграфия не может быть возведена в один ранг с литостратиграфией и циклостратиграфией даже в наиболее общей для них региональной стратиграфии, и тем более — с чисто геофизическими стратиграфическими схемами. Вместе с тем резкое противопоставление биостратиграфии литостратиграфии вряд ли отвечает общим интересам стратиграфии, так как в практике региональной стратиграфии (а это основная сфера деятельности стратиграфов) они всегда тесно сопряжены, и лишь в общей стратиграфической шкале (фактически это и есть шкала хроностратиграфических подразделений: зона или хронозона, ярус, отдел, система, группа или эратема зонотема) осуществляется абстрагирование биологической характеристики соответствующего стандартного подразделения от его реальной физической (литологической в первую очередь) основы.

Зона является главной элементарной (но иногда делимой) единицей этой шкалы, однако следует постоянно помнить, что зональные биостратиграфические подразделения (лоны и т. п.) и слои с фауной составляют главный элемент и региональной биостратиграфии. Именно они образуют опорную канву региональных корреляционных схем и приводят к выделению таких важнейших стратиграфических подразделений, как горизонты или региоярусы. Увлеченные общими и абстрактными проблемами стратиграфии и геологического времени, мы часто забываем об этих исходных реальностях региональной стратиграфии, образующих все стратиграфические стандарты общей, т. е. международной, шкалы. Других эталонов последняя вообще иметь не может. Вот почему недопустимо обрывать логическую связь между региональной стратиграфией (т. е. региональной био- и литостратиграфией) и общими, т. н. хроностратиграфическими подразделениями.

Может показаться парадоксальным, но особую специфику и фундаментальное значение региональной стратиграфии мы поняли и как бы вторично открыли, когда приступили к формулировке глобальных принципов Международной программы геологической корреляции — МПГК (Будапешт, 1969 г.), среди которых временная и пространственная корреляция геологических явлений и процессов, а также проблемы точности и стандартизации мировой шкалы заняли центральное место.

Одним из существенных поводов для такой постановки вопроса явился поучительный опыт, с его трудностями и неожиданными открытиями, Международного комитета по границе силура и девона.

Как известно, окончательный вывод о необходимости выбора стандарта границы этих систем за пределами их стратотипических регионов и даже ярусных подразделений произвел ошеломляющее впечатление (Соколов, 1972; McLaren, 1977; Martinsson, 1977 и др.), но биологический принцип решения подобных проблем в стратиграфии с тех пор самоочевидно стал универсальным для всего фанерозоя, включая границу докембрия и кембрия.

За прошедшие десять лет со времени установления стандарта границы силурийской и девонской систем в Клонке (Чехословакия, международная программа 1958—1972 гг.) в фанерозое пока не было официально принято больше ни одной границы такого ранга. Однако более важным, перспективным и принципиально новым оказался не этот уникальный результат забивки первого «золотого гвоздя» в общую стратиграфическую шкалу, хотя факт сам по себе был весьма многозначителен, а метод международных исследований с единой целью и по единой программе на всех континентах, позволивший сконцентрировать совершенно новую, точную и разнообразную биотическую, лито- и биофаціальную хронологическую и т. п. информацию, которая, будучи организованной в сравнительно узких рамках пограничного интервала, могла определить модель нового подхода к решению не только стратиграфических, но и комплексных историко-геологических и историко-биологических проблем вообще.

С созданием МПГК стало очевидным, что такие исследования по пограничной силурийско-девонской эпохе геологических и биологических событий на Земле, как выработка новой геобиологической модели для изучения фанерозоя и повышения точности методов познания и хронологического распространения его минеральных ресурсов, должны быть продолжены. Близкие по своим идеям проекты были предложены исследователями Канады, Польши, СССР, ФРГ, Швеции. История их становления, идей и объединения в общий проект «Экостратиграфия» хорошо известна (Соколов, 1972, 1980; Martinsson, 1973, 1978; Мартинссон, 1979; Boucot, 1982).

Советские исследователи, возможно, были наиболее подготовленными к новому стилю исследований в области биостратиграфии благодаря блестящим работам Р. Ф. Геккера по палеоэкологии древних бассейнов, начавшимся еще в 20-х гг. (Геккер, 1957). Поэтому идея продолжения углубленных стратиграфо-экологических и палеобиогеографических исследований по переходной силурийско-девонской последовательности отложений была одобрена пленумом Межведомственного стратиграфического комитета еще в середине 1970 г., а подготовка соответствующего проекта в СССР была поручена автору этих строк. Активно шла подготовка проекта в Европе под условным названием «Последовательность и среда». Осенью 1974 г. в Бирмингеме по представлению Швеции был принят международный проект под названием «Биохронологическая корреляция на уровне экосистем на примере венлок-жедин», или «Экостратиграфия». Под этим названием разрабатывается и советская часть проекта, особенно успешно по регионам Прибалтики, Сибирской платформы, а также Подолии, Урала, Средней Азии.

Общей целью проекта явилось совершенствование биостратиграфических методов в условиях корреляции разнофаціальных отложений

древних бассейнов. Поэтому реконструкция временных связей древних экосистем (по В. А. Красилову, 1977, палеоэкосистем) по ископаемым ассоциациям остатков организмов — ориктосистемам (термин проекта) — должна быть основана не только на палеобиологических методах, но и на всех других методах, позволяющих восстанавливать историко-геологический процесс, различные параметры среды жизни и уточнять датировку геологических событий. Самым существенным в этом подходе следует считать не простое комплексование палеобиологических данных (даже если это типовые ассоциации форм) и данных литологии, а обнаружение связи между ними, определяющей биофациальный смысл ассоциаций и их переходов в общем фациальном и батиметрическом профиле бассейна, в его площадной литофациальной структуре.

Фациальная модель бассейна в процессе такой работы должна не выбираться по логическому стандарту, а строиться и непрерывно совершенствоваться на основе прямой и обратной связи биотических и всех физических факторов, характеризующих динамику среды обитания. Может быть, несколько вольно, но я привык называть стратиграфию, разрабатываемую таким способом, бассейновой, и этот термин укрепился наряду с экостратиграфией, хотя никакого противопоставления здесь нет, что отлично видно из новейших работ эстонских и сибирских стратиграфов (Кальо, 1970, 1980; Тесаков, Предтеченский, 1979 и др.). Важная в этом смысле статья по типизации седиментационных бассейнов только что опубликована Ю. П. Казанским и О. А. Бетехтиной (1982).

Термин «экостратиграфия», как известно, принадлежит О. Шиндевольфу (Schindewolf, 1950), хотя позднее (1970 и др.) он от этого термина отказался. Понимал он под экостратиграфией нечто отличное от биостратиграфии с ее строгим подходом к определению времени существования видов и их ассоциаций; это была, скорее, зависимая от фаций, своеобразная стратиграфия сообществ, возможно близкая к понятию биомер Палмера (Palmer, 1965). По сути дела, в том и другом случае речь идет в основном о разделенных во времени, но связанных с одинаковыми условиями монотипных или почти монотипных вторжениях фаун. Явление это, конечно, экологическое, но его значение для общих стратиграфических построений не более велико, чем рекуррентных или криптогенных фаун вообще.

Вторично термин «экостратиграфия» был использован Х. Хедбергом (Hedberg, 1958), но уже в смысле стратиграфического построения, основанного на событиях в окружающей среде и вне связи с хроностратиграфией, хотя оба типа стратиграфических построений оценивались им как одинаково важные. По этому поводу Шиндевольф в одной из работ язвительно заметил, что он страшится вызванных им «духов», и Хедберг этот термин в свой «Справочник» 1978 г. уже не включил.

Но дух оказался живучим и, испытав новую метаморфозу, в третий раз появился, когда оказалось необходимым оттенить именно дух нового проекта МПГК, зародившегося в Будапеште в 1969 г. А. Martinsson (1973) коротко определил это направление как «стратиграфию экосистем», максимально приближенную к хронологическому идеалу через фациально установленные стратиграфические единицы. После этого дух окончательно вырвался на свободу. Началась экостратиграфическая вольница, хотя сам глава проекта проф. А. Буко, написав превосходную книгу (Boucot, 1975), термином «экостратиграфия» фактически стал пользоваться лишь в последние годы. Суть дела он увидел в но-

вой манере работать в области стратиграфии, находя связи между процессами эволюции, экологией, биогеографией, таксономией и не загоняя исследователя в узкую щель однозначной стратиграфической параллелизации.

Хотя в нашей отечественной стратиграфической практике биостратиграфам нередко приходилось работать как поденщикам ради этой «однозначности», в целом палеонтологи и стратиграфы СССР были очень хорошо подготовлены к стратиграфическим исследованиям в новом стиле. Связанность понятий «организм и среда», «среда и жизнь» всегда была нам близка, и многие с успехом использовали в стратиграфии экологические и биофациальные наблюдения, фациальный и палеогеографический анализ, климатическую и биогеографическую зональность, батиметрию древних бассейнов, палеогидрологические характеристики и т. д.

Особую популярность экостратиграфия приобрела в связи с созданием советской части международного проекта «Экостратиграфия», проведением специальной сессии ВПО по проблеме «Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого» в 1976 г. в Ленинграде и всесоюзного совещания «Экосистемы в стратиграфии», прошедшего в 1978 г. во Владивостоке. Последнее непосредственно предшествовало совещанию «Теория и опыт экостратиграфии», проведенному в конце 1982 г. в Таллине. Значительную роль в экологизации нашего стратиграфического мышления сыграли книга В. А. Красиловой «Эволюция и биостратиграфия» (1977) и многочисленные теперь статьи по экостратиграфической тематике, в том числе и критические (Гладенков, 1978). По-видимому, будет правильно сказать вслед за А. Мартинссоном, что исследования в этом направлении приобрели сейчас характер движения.

Однако не следует особенно обольщаться. Я не сомневаюсь в успехах нового направления, но нам еще многое предстоит сделать, прежде чем оно станет на твердую базу четких понятий, терминологии и методики исследований. Прежде всего, было бы ошибочно думать, что экостратиграфия пришла на смену биостратиграфии, хотя последнюю и обвиняют в хаосе составляющих ее представлений, процедур, терминологии, в разноязычии, противоречиях и т. п. Стратиграфия, основанная на палеонтологическом методе, все равно останется сердцевиной стратиграфии. Палеонтологической является и экостратиграфия. Но шесть лет спустя я хочу повторить еще раз, что совершенно понятно «современное стремление геологов и палеонтологов понять жизнь геологического прошлого не просто как историю отдельных филумов или набора «руководящих ассоциаций»..., а в виде системы взаимосвязей, существовавших между эволюционирующими сообществами организмов и меняющимися условиями среды жизни: климата, состава атмосферы, солнечной радиации, ландшафтов, особенностями биотопов, условиями, разрушающими одни трофические связи и открывающими пути формирования новых» (Соколов, 1980, с. 7).

Мы очень многое берем от экологии и палеоэкологии, и процесс нарастания экологизации всех наук о Земле (да и обществе) будет очень бурным. Но направление науки, о котором сейчас идет речь, нельзя свести к одному совершенствованию палеоэкологических наблюдений. «Палеоэкология является одним из разделов палеонтологии» (Геккер, 1957), а мы обсуждаем новое направление геологической науки — стратиграфии. Геологический акцент (а это акцент реконструируемых условий среды прошлого) здесь принципиально важен. Не менее важно

и понятие экологической системы. Оно заимствуется нами из современной биосферологии и трансформируется в палеоэкосистему (Красилов, 1970). Но мы должны знать, что учение о современных экосистемах фактически построено без учета огромной по своей длительности палеонтологической истории экосистем; более того, считается, что «возникновение структуры экосистем (современных. — Б. С.) восходит к тому времени, о котором мы не можем судить по палеонтологическим находкам» (Гиляров, 1973). Но так ли это?! Скорее всего, не так, и геологу значительно легче обосновать мысль биоценолога (там же) о том, что, например «крупнейшим ароморфозом в эволюции экологических систем, безусловно, был шаг от водных систем к наземным». К этому же выводу приводит и наше представление о «буферной» экостратиграфической модели плейстоцена и голоцена.

Из сказанного следует, что мы стоим перед необходимостью своего палеонтологического (геоисторического) осмысления палеоэкосистем, осторожной выработки специфической терминологии и классификационного подхода. Немалые трудности для нас составляло проецирование филогенеза на стратиграфическую колонку. Они будут, вероятно, еще большими при проецировании эволюции палеоэкосистем на стратисферу Земли. Но идти к этому надо от элементарных систем древних бассейнов, к которым легче всего приложим и метод актуализма (Похиялайнен, Симаков, 1982). Нет сомнения, что палеоэкосистемный анализ, хотя и построенный на остатках некогда полноценных и динамичных экосистем, позволит именно в бассейновой экостратиграфии добиться максимальной детальности. Но предстоит еще убедиться в степени и масштабах географической устойчивости дробных экостратиграфических подразделений, в их значении для межбассейновой корреляции.

Представление о единстве (непрерывности) биосферного процесса на Земле (панбиосфера, как я ее представляю; см. Соколов, 1981) должно стать основой экосистемного анализа и всей стратисферы, понимания этапности эволюции, ее неравномерности и критических рубежей. Эта проблема становится особенно актуальной сейчас, когда мы в рамках Международной палеонтологической ассоциации подготовили для очередной сессии Международного геологического конгресса проведение специального междисциплинарного симпозиума по проблеме «Фундаментальные биотические события в истории Земли и вымирание групп ископаемых организмов». На сессии были рассмотрены взаимоотношения перестроек морских и континентальных биот, колонизация суши растениями и животными, основные события в истории органического мира Земли и их эволюционные последствия.

Полагаю, что в столь широком диапазоне палеоэкосистемного анализа — от элементарных бассейновых моделей до былых биосфер сложистой оболочки Земли — экостратиграфия может приобрести ту базу логической стабильности, в которой стратиграфия все еще нуждается. При этом под стабильностью я понимаю не способ добиться практически требуемого канона стратиграфических границ, чем мы все с увлечением занимаемся, а той действительно естественной картины в соотношении стратисферных элементов земной коры, в рамках которых пространственные и хронологические границы биотического происхождения будут либо обрываться, либо приближаться к экотонам.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., 1965. 374 с.
- Геккер Р. Ф. Введение в палеоэкологию. М., 1957. 126 с.
- Гиляров А. М. Эволюция на уровне экосистем. — Журнал общей биол., 1973, т. 34, № 1, с. 13—20.
- Гладенков Ю. Б. Экосистемный подход в стратиграфии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 1, с. 5—23.
- Динер К. Основы биостратиграфии. М.—Л., 1934. 271 с.
- Жамойда А. И. Сущность и соотношение основных стратиграфических подразделений. — В кн.: Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме. Л., 1980, с. 32—63.
- Жижченко Б. П. Методы стратиграфических исследований нефтегазоносных областей. М., 1969. 373 с.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М., 1952. 539 с.
- Зубкович М. Е. Методы палеонтолого-стратиграфических исследований. Основы биостратиграфии. М., 1968. 232 с.
- Казанский Ю. П., Бетехтина О. А. О седиментационных бассейнах (принципы выделения и методы изучения). — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеоландшафты и биофашии. Новосибирск, 1982, с. 148—150.
- Кальо Д. Л. О силуре Прибалтики в качестве экостратиграфической модели. — В кн.: Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого. Л., 1980, с. 30—37.
- Кальо Д. Л. (ред.) Силур Эстонии. Таллин, 1970. 343 с.
- Косыгин Ю. А., Салин Ю. С., Черкасов Р. Ф. Общая стратиграфия (терминологический справочник). Кн. 1, гл. I—V; кн. 2, оконч. гл. V. Хабаровск, 1979. 842 с.
- Красилов В. А. Палеоэкосистемы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 144—150.
- Красилов В. А. Эволюция и биостратиграфия. М., 1977. 256 с.
- Красилов В. А., Блохина Н. И. (ред.) Экосистемы в стратиграфии. Владивосток, 1980. 190 с.
- Крумбейн В. К., Слосс Л. Л. Стратиграфия и осадкообразование. М., 1960. 410 с.
- Круть И. В. Исследование оснований теоретической геологии. М., 1973. 206 с.
- Круть И. В. Введение в общую теорию Земли. М., 1978. 368 с.
- Леонов Г. П. Основы стратиграфии. М., т. 1, 1973, 530 с.; т. 2, 1974, 486 с.
- Либрович Л. С. О палеонтологическом методе в стратиграфии. — Матер. ВСЕГЕИ. Палеонт. и стратигр., вып. 5. Л., 1948, с. 10—22.
- Либрович Л. С. (ред.) Стратиграфические и геохронологические подразделения. М., ГОНТИ, 1951. 87 с.
- Мартинссон А. Экостратиграфия и одноименный проект Международной программы геологической корреляции. — Изв. АН КазССР, 1979, № 4—5, с. 11—20.
- Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии. М., ВИНТИ, 1974. 185 с.
- Мейен С. В. От общей к теоретической стратиграфии. — Сов. геол., 1981, № 9, с. 58—69.
- Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М., 1962. 373 с.
- Меннер В. В. К истории становления Международного стратиграфического справочника. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 78—86.
- Никитин И. Ф., Модзалевская Т. Л. (ред.) Современное значение палеонтологии для стратиграфии. Л., 1982. 174 с.
- Похиалайнен В. П., Симаков К. В. Метод актуализма в палеоэкологии и биостратиграфии. — Тихоок. геол., 1982, № 4, с. 99—101.
- Садыков А. М. Идеи рациональной стратиграфии. Алма-Ата, 1974. 183 с.
- Салин Ю. С. Конструктивная стратиграфия, М., 1979. 173 с.
- Соколов Б. С. Новейшие данные об исследованиях по проблеме границы силура и девона. — Геол. и геофиз., 1970, № 6, с. 148—150.
- Соколов Б. С. Биохронология и стратиграфические границы. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971, с. 155—178.
- Соколов Б. С. О поездке в Марокко и заключительном заседании Международного комитета по силурийско-девонской границе и стратиграфии. — Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 145—150.
- Соколов Б. С. (ред.) Стратиграфическая классификация. Материалы к проблеме. Л., 1980. 166 с.

- Соколов Б. С. Палеонтология, геология и эволюция биосферы. — В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск, 1981, с. 156—166.
- Степанов Д. Л. Принципы и методы стратиграфических исследований. Л., 1958. 180 с.
- Степанов Д. Л., Месежников М. С. Общая стратиграфия (принципы и методы стратиграфических исследований). Л., 1979. 424 с.
- Степанов Д. Л., Хозацкий Л. И. (ред.) Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого. Л., 1980. 176 с.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Т. 1. М.—Л., 1948. 252 с.
- Тесаков Ю. И., Предтеченский Н. Н. Методология экостратиграфических исследований платформенных седиментационных бассейнов (в связи с международной программой «Экостратиграфия»). Тез. докл. к XIV Тихоокеанскому научн. конгрессу. М., 1979.
- Тесленко Ю. В. Основы стратиграфии осадочных образований. Киев, 1976. 160 с.
- Халфин Л. Л. Теоретические вопросы стратиграфии. Новосибирск, 1980. 200 с.
- Хедберг Х. Д. (ред.) Международный стратиграфический справочник. М., 1978. 127 с.
- Ямниченко И. М. Структура и сущность биостратиграфического метода. Киев, 1976. 168 с.
- Boucot A. Evolution and extinction rate controls. Elsevier Sci. Publ. Comp. Amsterdam, Oxford, New York. 1975. 427 p.
- Boucot A. Ecostratigraphic framework for the Lower Devonian of North American Appohimchi Subprovince. — N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 1982, vol. 163, No. 1, p. 81—121.
- Elton Ch. Animal ecology. London, 1927. 207 p.
- Hedberg H. D. Stratigraphic classification and terminology. — Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 1958, vol. 42, No. 8, p. 1881—1886.
- Martinsson A. Editor's column: Ecostratigraphy. — Lethaia, 1973, vol. 6, No. 4, p. 441—443.
- Martinsson A. (ed.) The Silurian-Devonian Boundary. Stuttgart, 1977. 349 p.
- Martinsson A. Project Ecostratigraphy. — Lethaia, 1978, vol. 11, No. 1, p. 84.
- McLaren D. J. The Silurian-Devonian Boundary Committee. A final report. — In: The Silurian-Devonian Boundary (Ed. Martinsson). Stuttgart, 1977, p. 1—34.
- Palmer A. R. Biome — a new kind of biostratigraphic unit. — Paleont., 1965, No. 1, p. 149—153.
- Schindewolf O. H. Grundlagen und Methoden der paläontologischen Chronologie. Berlin, 1950. 160 S.
- Schindewolf O. H. Stratigraphie und Stratotypus. Mainz, 1970. 130 S.
- Walliser O. Global events and evolution. — Lethaia, 1982, vol. 15, No. 2, p. 198.

Отделение геологии, геофизики
и геохимии АН СССР, Москва

ГЛОБАЛЬНЫЕ СОБЫТИЯ КАК ОСНОВА ЭКОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ

В. А. КРАСИЛОВ

В этой статье я хотел бы обсудить некоторые теоретические посылки, понятия и методические приемы экостратиграфии. Определения терминов по возможности приведены в соответствие с их современным употреблением.

Стратиграфия изучает пространственную и временную упорядоченность геологических тел.

В **формальной** стратиграфии изучение упорядоченности слоев опирается на ряд принципов, из которых наиболее известны принципы Стено (вертикальная последовательность слоев соответствует временной последовательности), Головкинского—Вальтера (горизонтальная последовательность слоев трансформируется в вертикальную) и Смита (виды биофоссилий ограничены определенным стратиграфическим интервалом). Ни один из этих принципов не объясняет смены стратиграфических признаков и не предсказывает отношений типа «слой с признаком А всегда выше (моложе) слоя с признаком В». В формальной стратиграфии подобные отношения устанавливаются эмпирически для разрезов а, б, в, . . . е и затем принимаются как статистически вероятные для разрезов ж, з, и, . . . н. Если в дальнейшем будут обнаружены разрезы о, п, р, . . . ф с иными отношениями между А и В (из принципов не следует, почему эти отношения не могут быть иными), то допущение, принятое для ж, з, и, . . . н, придется отменить, как неправомерное.

Эволюционная стратиграфия, кроме формальных принципов, располагает некоторыми объяснениями и следующими из них предсказаниями, как, например: 1) слои с однотипными биофоссилиями в удаленных друг от друга областях неодновременны («правило Т. Хаксли»); 2) организмы слоя А — потомки организмов нижележащего слоя В и, следовательно, не могут быть найдены в слоях, более древних, чем В; 3) если вид В — предок вида А, то всегда справедливо утверждение: слой с А не ниже слоя с В.

Однако эти предсказания правомочны лишь в рамках классической эволюционной теории, не охватывающей всего разнообразия эволюционных явлений. Так, предсказание (1) справедливо, если виды постепенно расселяются из точечного центра, но несправедливо, если видообразование представляет собой изменение диагностического признака одновременно во многих популяциях (новые генетические и палеонтологические данные подтверждают такую возможность). Предсказание (2) чаще всего не осуществляется, так как, по принципу Головкинского—Вальтера, слои, сменяющие друг друга в разрезе, формировались в соседних фациальных зонах (геотопах) и, следовательно, стратодом слоя А не происходит от стратодема нижележащего слоя В. Предсказание (3) не осуществляется при итеративном формообразовании, которое заключается в многократном разновременном ответвле-

нии аналогичных форм от консервативной стволковой линии. Кроме того, утверждение «А является потомком Б» чаще всего основывается на наблюдении «А выше (не ниже) Б» и, таким образом, принимает форму логического круга.

Все эти соображения приводят к мысли, что удовлетворительной стратиграфической теории пока не существует. Я полагаю, что она может быть разработана в рамках **экостратиграфии** — объяснения упорядоченности геологических тел на основе взаимодействия развивающихся систем (организм—среда, биосфера—литосфера, Земля—Космос и т. п.). Такого рода взаимодействиями порождены **глобальные геологические события**, которым принадлежит ключевая организующая роль в возникновении стратиграфической упорядоченности.

Возражение против ведущей роли внешних импульсов в развитии системы имеет глубокие исторические корни: в теософии под внешними воздействиями понимали божественное вмешательство, материалистическая позиция требовала исключения такого рода факторов. В настоящее время эти противоречия уже забыты. Согласно 2-му закону термодинамики, в изолированных системах возможны лишь те процессы, которые ведут к увеличению энтропии. По Л. Больцману, лишь Вселенная в целом может рассматриваться как изолированная система. Входящие в нее подсистемы так или иначе взаимодействуют, получая негэнтропийный импульс извне. При этом эволюция системы контролируется системой более высокого уровня (Gladyshev, 1982). Соответственно причинно-следственные связи прослеживаются «сверху вниз» — от эволюции биосферы к ценогенезу, демогенезу, индивидуальному развитию, молекулярной эволюции генома, а не наоборот, как в классической теории эволюции. С открытием мобильных генов, ретровирусов, переносящих и встраивающих гены, обмена ДНК между ядром и клеточными органеллами становятся очевидными динамичность и огромные приспособительные возможности генетической системы, уходит в прошлое представление о ядерном геноме как о практически закрытой системе.

Связь между космическими и геологическими явлениями реализуется главным образом путем изменения параметров вращения Земли, активизации планетарной системы разломов и инерционного движения блоков литосферы. Механизм воздействия геологических событий на биосферу становится понятным в свете современных представлений о разнообразии и адаптивной стратегии видов как функции устойчивости (предсказуемости) условий (Красилов, 1971, 1977).

Биологическая эволюция остановилась бы на стадии протобионтов, если бы не импульсы, получаемые от тектонических и климатических процессов, которые, в свою очередь, связаны с космическими процессами. Не случайно продолжительность мезозойской эры — 180 млн. лет (по новейшим радиохронометрическим результатам 245—65 млн. лет) — равна галактическому году. За последние два года в разных пунктах (Италия, Испания, Дания, Новая Зеландия, США, скважины глубоководного бурения и др.) на границе мезозоя и кайнозоя обнаружен слой, обогащенный иридием и другими элементами группы платины. Предлагаемое объяснение — падение гигантского астероида, вызвавшее губительные для биоты атмосферные явления (Alvarez et al., 1980), — неудовлетворительно, так как иридий обладает незначительной летучестью и не мог бы распространиться далеко от места падения. Скорее можно предположить прохождение Солнечной системы через пылевую туманность (с высоким содержанием элементов группы пла-

тины), которая могла повлиять на скорость вращения и магнитное поле планеты с разнообразными последствиями для биосферы. Во всяком случае иридиевый слой маркирует глобальное геологическое событие, с которым прямо или косвенно связано вымирание, смена доминирующих организмов и крупнейшая реконструкция биосферы в целом. От понимания (пока не достигнутого) природы иридиевого слоя (совсем недавно аналогичный слой обнаружен вблизи границы эоцена и олигоцена) зависит то значение, которое он может иметь в качестве глобального стратиграфического репера.

Этот пример показывает, что в дальнейшем внимание стратиграфов будет, вероятно, сосредоточено на расшифровке глобальных геологических событий, образующих каркас экостратиграфической корреляции. С этой целью необходимо создание постояннодействующих групп из специалистов различного профиля, которые возьмут на себя организацию комплексных исследований и распространение информации о полученных результатах (некоторые проекты МПГК могут служить прообразом подобных исследовательских программ).

Хотя приемы формальной стратиграфии еще необходимы, изменение стиля стратиграфического мышления не сможет не повлиять на стратиграфическую практику. В отечественной стратиграфии принято начинать с выделения свит, к которым привязывается вся наличная информация. Свиты, их части, группы свит (серии) выступают в качестве картировочных единиц — естественных геологических тел. В действительности свита чаще всего не отвечает определению геологического тела, а представляет собой множество слоев, объединенных по одному или немногим макроскопическим признакам (гранулометрический состав, окраска, угленосность и т. п.). Палеонтологические, геохимические и другие признаки служат как бы «начинкой» свит, их информационным наполнением, которое можно использовать для региональной корреляции и привязки к международной стратиграфической шкале.

Ориентировка на геологические события побуждает начинать с выделения реперных слоев (реперов), обладающих хорошо выраженными индивидуальными признаками, легко распознаваемых и пригодных для картирования. Вся полученная при описании разреза информация привязывается к реперам (прообразом такой системы может служить стратиграфическая схема Донецкого бассейна, разработанная в 20-х гг. группой Л. И. Лутугина). В дальнейшем усилия направлены главным образом на интерпретацию событий, маркируемых реперами, и вытекающую из этого стратиграфическую оценку реперов. Происходит отбор реперов, маркирующих глобальные события и пригодных для широкой корреляции. Основными инструментами событийной интерпретации реперов служат: 1) фациальный анализ, 2) реконструкция палеоценозов и их систем, 3) анализ повторяемости (ритмики) и зональности стратиграфических признаков.

Фация несет следы нескольких экосистем. Дифференцированное или согласованное изменение разнородных элементов (например, планктонных фораминифер, моллюсков и пыльцы хвойных в морских фациях) свидетельствует о масштабе событий, действующих избирательно (скажем, только на бентос) или на все экосистемы (в равной мере на планктон, бентос и наземную биоту). Фациальная приуроченность, наряду с анализом количественных соотношений, сохранности, жизненных форм играет решающую роль в реконструкции сообществ и их систем (сообщества выделяют и называют по доминантам или

детерминантам; описание сообщества содержит следующие элементы: название, автор, дата обнаружения, номенклатурный тип — типовой тафоценоз, диагноз, распространение, современные аналоги: см. об этом Красилов, 1971). Динамика таких систем, как **катены**, наиболее оперативно информирует нас о происходящих событиях.

Ритмическое повторение признаков и их устойчивость в пределах определенного стратиграфического интервала — **зоны** — свидетельствует о стабилизации экосистем, контролирующих процесс осадконакопления. Я полагаю, что зоны можно выделять не только по палеонтологическим, но и по любым другим признакам, например по гранулометрическому составу или окраске. Традиционные свиты — это, в сущности, зоны.

Межрегиональная и межфациальная корреляция осуществляется по принципу «репер к реперу»: для репера, маркирующего глобальное событие в одной стратиграфической системе, соответствующей тому же событию, следует найти репер (иного состава, с иными биофоссилиями и т. д.) в другой стратиграфической системе.

Я не могу привести ни одного полноценного примера использования предлагаемой методики — его, кажется, пока не существует. Ограничусь рядовым примером экостратиграфической корреляции. Разрез континентальных миоценовых отложений западного побережья северного Сахалина возле пос. Дуэ состоит из ряда песчано-аргиллитовых циклотем с угольными пластами и остатками растений. **Реперы:** 1) черные алевролиты с *Betulaceae*, летучками *Picea*, *Abies* и злаками, 2) мелкогалечный конгломерат, 3) черный алевролит с *Fagus* и *Hemitrapa*, 4) песчаник в междупластье угольных пластов с детритом и *Carya*, 5) ожелезненный аргиллит с *Acer*, 6) ожелезненный аргиллит с *Acer*, *Ulmus*, *Quercus* и *Castanea*, 7) песчаник с крупнолистным *Populus*, 8) ожелезненный аргиллит с *Nelumbo*, 9) угольный пласт с *Hemitrapa* и *Byttneriophyllum*, 10) гастроподовый алевролит с *Fagus*, 11) корбикуловый песчаник (далее номера реперов приведены в скобках).

Фации: черные алевропелиты (1) на мощной толще базальтов и туфов — вероятно, отложения кратерного озера, конгломераты конуса выноса (2), комплекс широкой заболоченной речной долины с меандрирующим и мигрирующим руслом (3—9), отложения мелководного морского залива или лагуны (10—11).

Зоны литологические: черных алевропелитов, от основания разреза до (2), угленосных циклотем с аркозовыми песчаниками и черными алевроаргиллитами (2—10); безугольных циклотем с полимиктовыми песчаниками (11 и выше); фитоценоотические: *Piceeto—Betuletum*, от основания разреза до (2), *Fagetum* (3—10), *Aceretum* (4—7) с вариантами *Ulmo—Aceretum* и *Quercu—Aceretum*.

Интерпретация: последовательность *Piceeto—Betuletum* → *Fagetum* → *Aceretum* стража смену растительных поясов по мере выполаживания рельефа; появление *Carya*, а затем дубов и каштанов свидетельствует о потеплении; репер 6 соответствует климатическому оптимуму; в дальнейшем увеличение роли бука указывает на нисходящую миграцию поясов и похолодание (а не потепление, как полагали ранее), так как в современной вертикальной структуре буковый пояс неизменно располагается над дубово-каштановым.

Корреляция: реперы 5, 7, 9 — 11 прослежены в соседних разрезах (падь Воеводская, р. Макарьевка). В Макаровском районе восточного Сахалина по р. Шахтной описан аналогичный разрез с рядом реперов, из которых угольный пласт с *Byttneriophyllum* и залегающий над ним

корбикуловый песчаник, несомненно, соответствуют вышеописанным реперам 9 и 11; гастроподовый слой находится значительно ниже по разрезу и не соответствует реперу 10. Слой с *Quercus*, *Acer* и *Carpinus* под основной угленосной пачкой сопоставим с репером 6.

В классических разрезах миоцена климатические события, аналогичные описанным по реперам 6—10, развиваются на рубеже бурдигала и гельвета (лангия). Границу между ярусами предлагается проводить по подошве слоев с *Globigerinoides sicanus* (Magné, 1982) в верхней части восьмой зоны шкалы Блоу. Эти пограничные слои могут соответствовать одному из реперов 7—10 западносахалинского разреза.

Нередко говорят, что основные положения экостратиграфии не новы, ее построения слишком гипотетичны и слишком сложны для практики. Первое утверждение, разумеется, справедливо, так как еще в середине прошлого века границы эр были проведены по изменению разнообразия, что является экостратиграфическим критерием. Неявное применение экостратиграфических приемов ощущается постоянно, и современное теоретизирование в этой области имеет целью главным образом приведение теории в соответствие с практикой. Смена проверяемых гипотез — необходимое условие развития любой науки.

И, наконец, о сложности. По сравнению с формальной стратиграфией, оперирующей практически уже необозримым множеством стратомических категорий, объединенных в иерархические системы местного, регионального, международного уровней, специального и общего назначения, частного и комплексного обоснования и т. д., все это в двойном комплекте, один — для пород, другой — для времени (нижний — ранний, верхний — поздний, как бы не перепутать!), технический арсенал экостратиграфии очень прост. Реперы, ритмы, зоны — вот и все, что нужно.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Пояснение наиболее употребительных понятий экостратиграфии*

Биоценоз — сообщество с определенной морфологической, трофической и сукцессионной структурой.

Геологическое тело — обособленная, генетически и структурно единая минеральная масса определенной формы.

Геотоп — структурный элемент бассейна, место образования фации.

Дем — составная часть терминов, обозначающих те или иные элементарные группировки организмов (экодем, гамодем, генодем и т. д.).

Детерминант — стенобиотный вид, характерный для определенного типа сообществ.

Доминант — численно преобладающий вид (кодоминант — один из доминантов, субдоминант — вид, следующий по численности за доминантом).

Жизненная форма (син. экобиоморфа) — совокупность адаптивных признаков, определяющая нишу (также облик) организма.

Зона — интервал, в котором тот или иной признак не претерпевает заметных изменений.

Катена — ряд сообществ, способных замещать друг друга при изменении условий.

* Приведенные пояснения отражают взгляды автора. (Прим. ред.).

- Климакс** (климаксное, или коренное, сообщество) — устойчивое состояние сообщества, конечный член **ценосерии**.
- Клина** (географическая) — однонаправленное изменение признака популяции или сообщества в пространстве (во времени — **хроноклина**).
- Клисерия** — смена коренных (климаксных) сообществ, главным образом под влиянием климата.
- Ниша** — роль организма (в течение всей его жизни или на определенной стадии развития) в функционировании биоценоза, его место в экологической структуре.
- Палеосукцессия** — последовательность тафоценозов в геологическом разрезе, также смена палеоценозов.
- Палеоценоз** — сообщество прошлого, реконструированное по тафоценозам.
- Палеоэкосистема** — реконструированная экосистема прошлого, палеоценоз и взаимодействующие с ним абиотические факторы.
- Популяция** — пространственно-временная совокупность особей одного вида (менделеевская — популяция неизбирательно скрещивающихся организмов, стратопопуляция — ископаемая популяция из одного слоя; хронопопуляция — популяция одновременно живших организмов, ценопопуляция — популяция определенного биоценоза).
- Пояс** — ярус на склоне с особыми условиями и сообществами, звено катены.
- Репер** — легко различимый слой (группа слоев) с неповторяющимися в разрезе признаками.
- Ритмичность** — регулярное повторение признака или определенной последовательности слоев.
- Сингенез** — эволюция сообществ.
- Синузия** — совокупность сходных жизненных форм.
- Сообщество** — неслучайное сочетание организмов в определенных количественных соотношениях.
- Стратозкотон** — пограничные слои, сочетающие признаки двух смежных стратонов.
- Тафоценоз** — совокупность биофоссилий из одного слоя или группы слоев.
- Фация** — отложения того или иного структурного элемента седиментационного бассейна (геотопа).
- Ценосерия** (также серия, *seré*) — последовательность стадий развития сообщества от пионерской к климаксной.
- Циклотема** — повторяющаяся в геологическом разрезе последовательность разнопородных слоев.

ЛИТЕРАТУРА

- Красилов В. А. К методике реконструкции древних растительных сообществ. — Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, 1971, т. 46, № 5, с. 87—105.
- Красилов В. А. Эволюция и биостратиграфия. М., 1977. 256 с.
- Alvarez L. M., Alvarez W., Asaro F., Michel H. V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous. Tertiary extinction. — Science, 1980, vol. 208, No. 4448, p. 1095—1108.
- Gladyshev G. P. Classical thermodynamics, tandemism and biological evolution. — J. theor. Biol., 1982, vol. 94, p. 225—239.
- Magné J. Position des cauches a Globigerinoides sicanus (partie inferieure de la zone N 8) dans l'échelle classique du Miocene. — C. r. Acad. sci., 1982, ser. 2, t. 294, N 9, p. 553—556.

Биолого-почвенный институт
ДВНЦ АН СССР, Владивосток.

ЗНАЧЕНИЕ ЭТАПНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЗМОВ ДЛЯ ПРАКТИКИ ЭКОСТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В. П. САПЕЛЬНИКОВ

Проект «Экостратиграфия», вызванный к жизни потребностями мировой геологической науки и практики в точности и обоснованности сопоставления геоисторических событий, является одним из ведущих в международной программе геологической корреляции МПГК. Синтетический по характеру проводимых (и потенциально возможных) исследований, он включает целую гамму как новейших, так и традиционных для биостратиграфии методов и приемов. К последним, в частности, относятся такие вопросы, как таксономия, филогения и этапность развития организмов, без разработки которых немыслимы какие бы то ни было дальнейшие работы. Более того, поскольку конечной целью проекта являются выработка критериев для уверенного сопоставления разнофациальных толщ горных пород и широкая (глобальная) корреляция разновозрастных образований и различных явлений в развитии лито- и гидросферы Земли, роль этапности в эволюционном пути палеобиоса остается фундаментальной для решения названной проблемы. Между тем ей все еще не придается должного значения.

Хорошо известно, что развитие органического мира Земли является неравномерным, непрерывно-прерывистым. Эта особенность эволюции биоты в целом и всего множества составляющих ее групп позволяет выявлять в непрерывном потоке преобразования живого естественные уровни разных порядков, отражающие изменение скоростей или направлений эволюции и тем самым фиксирующие узловые моменты в геологической истории органического мира. Непрерывно-прерывистый, дискретный характер процесса развития биоты тесно связан с неравномерностью и цикличностью проявления различных эндо- и экзогенных процессов на Земле. Именно они определяют чередование периодов быстрого арогенного и плавного аллогенного развития различных групп организмов и параллельную с этим цикличность в изменениях палеоэкосистем (Меннер, 1962; Раузер-Черноусова, Рейтлингер, 1977). Неравномерный характер эволюционных преобразований биотической и абиотической составляющих палеоэкосистем, в историческом плане проявляющихся как длинная цепь различных по масштабам и значимости этапов, имеет решающее значение для теории и практики биостратиграфии.

Кажется, ни у кого не вызывает возражений аксиома, что «этапность развития органического мира — прочно установленный факт» (Соколов, 1971, с. 174), альфа и омега биостратиграфической науки. Тем не менее в настоящее время нет единообразия в определении критериев самого понятия этапности и в оценке значения этого явления для стратиграфии. Полемика по этим вопросам хорошо известна (Липина, 1977; Мейен, 1974; Поярков, 1979; Соколов, 1971, 1978); нет необходимости останавливаться на ней в данной работе. Следует только подчерк-

нуть, что противоречивость суждений по различным аспектам проблемы обусловлена, как можно это определить по современной литературе, двумя основными факторами — новизной самой научной разработки данной проблемы и отсутствием морфогенетических и детальных филогенетических исследований по большинству групп древних организмов, без которых изучение этапности их исторического развития оказывается лишенным фактической базы.

Начала учения об этапности разработаны советскими микропалеонтологами школы Д. М. Раузер-Черноусовой. Одним из основных положений этого учения является разграничение таких ранее отождествлявшихся понятий, как периодичность и этапность. Под периодичностью ныне понимается последовательная смена комплексов организмов в конкретных стратиграфических разрезах, обусловленная изменениями физико-географических условий и типов осадконакопления в соответствующих палеобассейнах. Этапность же «выражает значительно более сложную зависимость, выясняемую при глобальном исследовании какой-то группы фауны» (Поярков, 1979, с. 118). Принципиальное отличие этапности от периодичности состоит тем самым в том, что последняя отражает последовательные изменения локальных палеоэкосистем (или отдельных групп организмов) по сути дела в одной временной координате. Этапность же проявляется в широком пространственно-временном диапазоне как фактор общепланетарного или субпланетарного масштаба.

Предложено несколько определений этапности (Раузер-Черноусова, Рейтлингер, 1977; Рейтлингер, 1975; Соловьева, 1966). Наибольшее признание получили два из них. В основе первого лежит известный еще с прошлого века факт, что организмы проходят в своем развитии три фазы — появление, расцвет и вымирание, каждая из которых сопровождается специфическими эволюционными преобразованиями (стадийная этапность по Е. А. Рейтлингер, 1975). Этап в этом случае понимается в объеме всех трех стадий. В такое его определение органически входит и понятие о различных темпах эволюции — быстрых в самом начале этапа и относительно медленных на остальном, большем его протяжении (Соловьева, 1966).

Краеугольным камнем рассмотренного критерия являются эволюционные закономерности, установленные А. Н. Северцовым, который в развитии отдельных филетических групп организмов выделял кратковременные периоды качественных ароморфных преобразований, повышающих общую биологическую организацию данных организмов, и последующий длительный период идиоадаптаций и специализации — период постепенного количественного расцвета филы и ее угасания. Темпы и формы эволюции организмов в эти разные по характеру и результатам отрезки времени различны. Это позволило Д. Симпсону (1948) установить три формы эволюции органических форм — квантовую («взрывную»), филетическую и видообразование. Первая из них обычно быстротечна и приводит к появлению новых направлений в эволюции данной группы и к формированию новых родовых и надродовых таксономических групп. По своему содержанию и проявлению взрывная эволюция соответствует явлениям периода ароморфозов А. Н. Северцова. Филетическая и кладогенетическая формы эволюции отвечают периоду идиоадаптаций.

Методы стадийной этапности широко применяются в отечественной микропалеонтологии, значительно реже они использовались при исследовании макрофауны (обзор литературы см. у Рейтлингер, 1969).

Другой подход к определению этапности основан на анализе морфогенетических преобразований конкретных таксономических групп за всю историю их существования (эволюционная, или филогенетическая, этапность по Е. А. Рейтлингер, 1975). Устанавливаемые этим методом объемы и ранги этапов не имеют четких критериев, поэтому определение метода этапности как субъективного (Мейен, 1974) в этом случае нельзя не признать справедливым. Выходом из положения служит синтез обоих указанных методов. Именно данные по историческому морфогенезу, изученному для соответствующей группы организмов в рамках их филогенеза, естественным образом и строго объективно позволяют градуировать геологическую историю этого таксона на периоды быстротечных взрывных (ароморфных) и более длительных, постепенных (алломорфных) преобразований. Такая градуировка как раз и отражает то соотношение форм и темпов эволюции, которое определяет естественные этапы развития любой группы организмов и объемы этих этапов. За этап в учении о стадийной этапности принимается «... эволюционный интервал, объединяющий периоды арогенеза и идиогенеза» (Рейтлингер, 1969, с. 6).

Наиболее спорной и наиболее важной для биостратиграфии является проблема границ этапов. При этом здесь существуют два взаимосвязанных аспекта, имеющих тем не менее самостоятельное значение: определение начала и конца этапа и возможность установления на этой основе нижней и верхней границ соответствующих стратиграфических подразделений. Первый из этих вопросов решается сравнительно просто. Если мы говорим об этапности развития какой-то филы, то это означает прежде всего, что мы рассматриваем ее во всем временном интервале — от появления до вымирания (или упадка). Нижняя граница эволюционного этапа этой филы, строго говоря, должна определяться тем уровнем в определенном стратиграфическом разрезе, на котором обнаружены ее первые представители и который может считаться адекватным времени появления филы. Однако некоторые авторы (Поярков, 1979) предлагают нижнюю границу этапов устанавливать не в начальной, а в срединной стадии арогенных преобразований, мотивируя это принципиальной неуловимостью моментов первого появления любых систематических групп. Следует, однако, учитывать, что в силу кратковременности периода квантовой эволюции расстояние во времени между началом и серединой арогенезов может быть в геологическом смысле ничтожно малым и практически неопределимым.

Что касается значения этапности для практики биостратиграфических исследований, то этот аспект рассматриваемой проблемы вызывает наибольшее расхождение мнений и дискуссии*. О. А. Липина (1977) полагает, что полярные мнения по этой проблеме высказаны Е. А. Рейтлингер (1975 и др.) и Б. С. Соколовым (1971, 1974). Первая отводит этапности основополагающую роль в определении стратиграфических границ, а Б. С. Соколов считает, что «... периодические явления в развитии организмов не могут служить основанием для проблемы».

Во-первых, при рассмотрении роли этапности для стратиграфии необходимо четко определить, о какой этапности мы говорим: об этапах развития отдельной группы организмов, многих групп или биоты в целом либо об этапности палеоэкосистем. Под этапностью, в трактовке последователей школы Д. М. Раузер-Черноусовой, обычно понимается

* Сущность и основные вопросы дискуссии по значению этапности эволюции для установления стратиграфических границ освещены О. А. Липиной (1977).

развитие какой-либо одной группы организмов. Но этапность, основанная на монотаксонном принципе, вообще говоря, не может претендовать на прямое и непосредственное использование ее для биостратиграфических построений, ибо она лишь дает важнейший материал для «стратиграфического взвешивания» наряду с другими данными.

Во вторых, нужно различать и четко разграничивать понятия периодичности в понимании Раузер-Черноусовой, ранее отождествляемой с этапностью, и собственно этапности. Локальность первого из этих явлений и общемировое значение второго определяют их совершенно различные функции для стратиграфической практики: периодичность используется в региональном (бассейновом) или в еще меньшем масштабе, и именно к ней относится замечание, что она «утрачивает значение отчетливого критерия синхронности» (Соколов, 1971, с. 172) в общепланетарном плане; этапность же, в силу своей масштабности, имеет более универсальное применение и в рамках общей шкалы надежно фиксирует те временные и стратиграфические интервалы, которые отвечают переломным моментам в развитии био- и геосферы Земли — основным реперам, обеспечивающим градуировку геологического времени и МСШ.

Именно смешение перечисленных понятий и положений во многих случаях обусловливало разногласия и недоразумения в трактовке значения этапности эволюции для биостратиграфии и геохронологии.

В дополнение к сказанному нужно отметить, что эта проблема может вызывать значительно меньше споров, если всегда иметь в виду, по отношению к какой стратиграфической шкале — общей или региональной — мы хотим использовать данные по этапности развития какой-либо группы организмов, и если учитывать то очевидное обстоятельство, что временные рубежи этапов (и стадий) эволюции различных групп органического мира имеют объективную природу, в то время как материальные линейные границы стратиграфических подразделений, являясь продуктом договоренности и соглашений, всегда условны (Соколов, 1978, 1980; Холланд, 1979). При этом следует подчеркнуть, что принятый современной биостратиграфией метод установления границ различных подразделений МСШ по ортохронологическим группам фауны — это лишь удобный прием, который не только не отвергает данные по филогении и этапности развития древних организмов, но именно благодаря им сам получает право на существование, поскольку диапазон отложений, внутри которого на основе этого метода устанавливается та или иная граница, традиционно определяется по суммарным данным изучения бентосных групп фауны и седиментогенеза.

Мы не затрагиваем вопроса о том, по каким стадиям следует проводить стратиграфические границы: ортохронологический метод проведения таких границ освобождает от необходимости дискуссии по этому вопросу, тем более, что он уже достаточно полно освещен в печати. Однако нельзя не отметить двух принципиальных положений, диктуемых учением об этапности в биостратиграфической практике: невозможности установления естественных, высоких по рангам рубежей геологической истории ни по каким другим уровням этапности развития фауны или палеоэкосистем, кроме начала их ранней или конца стареющей фазы, и, во-вторых, того обстоятельства, что наиболее четкими, наиболее хорошо трассируемыми, а главное — наиболее совпадающими для разных организмов в рамках одной эволюционирующей палеоэкосистемы являются рубежи, фиксируемые по фазе расцвета соот-

ветствующих групп или биогеоценозов (Липина, 1977; Меннер, 1962; Раузер-Черноусова, Рейтлингер, 1977). Немаловажным является также то, что стадии этапности, наряду с периодичностью, определяют объемы местных и общих фаунистических зон, «исходный документальный материал для дальнейших биостратиграфических построений» (Соколов, 1980, с. 10).

В практике экостратиграфических исследований проблема этапности трансформируется в более частную проблему изменения сообществ во времени. Различают эволюционные изменения и их последовательность. Первые определяются формулой предок — потомок и обнаруживаются внутри крупных литофаций; последовательность же выражается в определенной дискретности сменяющихся сообществ (исчезновение старых и криптогенное появление новых видов) и обычно обусловлена сменой фаций. Устанавливаемые на основе последовательности литостратиграфические подразделения и их границы имеют сугубо местное значение. Игнорирование этого приводит к серьезным ошибкам, примером чего являются долго существовавшие представления о нижней границе среднего девона на Урале и Салаире, проводившейся в основании трансгрессивно залегающих (нижнеэмских, как теперь установлено) отложений зоны *Favosites regularissimus* (Сапельников, Мизенс, 1980). Подразделения же, определяемые эволюционной сменой сообществ, могут выступать как хроностратиграфические; в каждом конкретном разрезе они являются опорными для любых стратиграфических построений. В Урало-Тяньшаньской области к их числу относятся зона *Brooksina striata* — *B. turkestanica*, нижняя граница которой, контролируемая находками граптолитов *N. nilssoni*, четко фиксирует основание лудловского яруса, и зона *Levigatella eleganta* (= зона *M. uniformis*), определяющая рубеж пржидол-жедин (Кульков, Ивановский, 1978; Сапельников, 1972). Выявление и взаимное использование периодичности (последовательности) развития сообществ (бассейновый анализ палеофаун) и общемировых этапов эволюции отдельных филумов является одним из наиболее перспективных направлений в практике экостратиграфических исследований, позволяющим надежно соотносить микро- и макроэволюционные явления локального, регионального и субпланетарного масштабов, определять природу и ранги выявляемых стратиграфических рубежей, обнаруживать местные скрытые перерывы и т. д.

ЛИТЕРАТУРА

- Кульков Н. П., Ивановский А. Б. Стратиграфические подразделения силура. — Геол. и геофиз., 1978, № 9, с. 23—30.
- Липина О. А. О методах анализа фауны пограничных отложений стратиграфических подразделений на примере границы девона и карбона. — Вопр. микропалеонтологии, 1977, вып. 19, с. 17—41.
- Мейен С. В. Введение в теорию стратиграфии. Геол. ин-т АН СССР. Депонент № 1749-74. 1974.
- Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. — В кн.: Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 65. М., 1962. 375 с.
- Поярков Б. В. Развитие и распространение девонских фораминифер. М., 1979. 172 с.
- Раузер-Черноусова Д. М., Рейтлингер Е. А. К применению экосистемного анализа в решении стратиграфических вопросов каменноугольной системы. — Вопр. микропалеонтологии, 1977, вып. 19, с. 3—15.
- Рейтлингер Е. А. Этапность развития фораминифер и ее значение для стратиграфии каменноугольных отложений. — Вопр. микропалеонтологии, 1969, вып. 12, с. 3—33.

- Рейтлингер Е. А. Этапность в развитии органического мира на примере верхнепалеозойских фораминифер. — В кн.: Сопещение по проблеме «Этапность в развитии органического мира». Тез. докл. М., 1975, с. 55—60.
- Сапельников В. П. Силурийские *Pentameracea* восточного склона Среднего и Северного Урала. М., 1972. 295 с.
- Сапельников В. П., Мизенс Л. И. Новое в проблеме границы нижнего и среднего девона на Урале. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия среднего палеозоя Урала. Свердловск, 1980, с. 23—38.
- Симпсон Д. Г. Темпы и формы эволюции. М., 1948. 358 с.
- Соколов Б. С. Биохронология и стратиграфические границы. — В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971, с. 155—178.
- Соколов Б. С. Периодичность (этапность) развития органического мира и биостратиграфические границы. — Геол. и геофиз., № 1, 1974, с. 3—10.
- Соколов Б. С. Этапность развития органического мира и биостратиграфические границы. — В кн.: Проблемы этапности развития органического мира. Труды XVIII сессии ВПО. Л., 1978, с. 3—11.
- Соколов Б. С. Экостратиграфические и экологические системы геологического прошлого. — В кн.: Экостратиграфические и экологические системы геологического прошлого. Труды XXII сессии ВПО. Л., 1980, с. 4—12.
- Соловьева М. Н. Темпы и стадии эволюционного развития фораминифер и их соотношения с развитием Земли. — Вopr. микропалеонтологии, 1966, вып. 10, с. 68—79.
- Холланд Ч. Хроностратиграфия и другие аспекты стратиграфической классификации. — Изв. АН КазССР, 1979, № 4—5, с. 6—11.

Институт геологии и геохимии
УНЦ АН СССР, Свердловск

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЛЕПИДОФИТОВ И ЭКОСТРАТИГРАФИЯ

М. А. СЕНКЕВИЧ

Разносторонние исследования Палеобалтийского бассейна, проведенные силурийской группой Института геологии АН ЭССР под руководством Д. Л. Кальо, позволили разработать фаціальную модель, отображающую реальную обстановку в изучаемом бассейне (Кальо, 1980). Работы Р. Ф. Геккера и его группы (Геккер, 1980) по экологии населения древних бассейнов на примере Главного девонского поля, изучение (Осипова, Геккер, Бельская, 1971) карбонового моря Русской платформы, исследования иностранных специалистов и другие работы по экостратиграфии касаются в основном палеоэкосистемы «море». Однако новое направление в биостратиграфии — экостратиграфия, как отметил в 1976 г. во вступительном докладе на XXII сессии Всесоюзного палеонтологического общества В. С. Соколов, обязывает привлечь к решению корреляционных вопросов экосистемный анализ разных жизненных сред моря и суши (Соколов, 1980). Ниже мы попытаемся более детально рассмотреть палеоэкосистему «суша» и на примере Казахской биогеографической области провести сопоставление экосистем девона Джунгаро-Балхашского морского бассейна и материка Казахстана. Биостратиграфические исследования проводились совместно с Л. И. Каплун. В работе по биогеографии рассматриваемого региона принимал участие В. Н. Дубатолов (Дубатолов, Каплун, Сенкевич, 1977). Кроме того, были использованы многочисленные литературные данные, определения фауны и флоры, приведенные различными специалистами.

Казахстан является одним из немногих регионов, в которых в терригенных фациях прослеживается непрерывное осадконакопление в силуре, девоне и нижнем карбоне. Палеогеографические условия в девонском периоде не были стабильными; в течение девона фиксируется три регрессии: в позднем зигене—раннем эмсе (сарджальское время), в раннем эйфеле (такыртауское время) и в раннем фране (майское время). В конце пржидоли в результате регрессии на территории современного Казахстана происходит сокращение территории морских бассейнов; большая часть Центрального Казахстана превращается в расчлененную сушу. Море сохраняется лишь в унаследованных силурийских прогибах, образуя специфический мелководный Джунгаро-Балхашский морской бассейн с большим количеством островов. Огромные континентальные массивы, ограничивавшие Джунгаро-Балхашский бассейн, препятствовали свободной миграции морских беспозвоночных, что обусловило обилие эндемиков. Временами изоляция нарушалась, возникали кратковременные связи с бассейнами Центральной Европы, Северной Америки и Австралии; происходил свободный обмен фаунами, и это способствовало появлению и развитию общих и близких родов и видов. Состав фауны, ее обилие и разнообразие указывают на оптимальные условия для ее развития. Произраставшая на суше и ост-

Общ. страт. шкала		Региональные подразделения	Палеоэкосистема „Море“		Палеоэкосистема „Суша“	
От-дел	Ярус	Надгоризонт, горизонт				
Верхний	Фарменский	Сульфидеровый				
		Мейстеровский				
		Майский				
Средний	Жибет-Франский	Айдарлинский				
		Бесабинский				
		Такыртауский				
Нижний	Энский	Казахский				
		Сарджальский				
	Зиген-ский	Прибалхашский				
		Кокбайталь-ский				
	Айнасулский					

ровах растительность также отличалась разнообразным составом. На основании палеонтологических признаков и изменения типа осадков, связанных с интенсивностью колебательных движений, в отложениях девона Казахстана установлено одиннадцать горизонтов. Возможная корреляция этих горизонтов с ярусами общей стратиграфической шкалы приведена на рисунке. Выделенные горизонты характеризуются близким литологическим составом пород и представлены песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, гравелитами, реже конгломератами, туфами кислого состава и еще реже линзовидными маломощными прослоями карбонатных пород. Чередование фаунистических прослоев с флористическими или совместное нахождение в одном и том же прослое фауны и флоры позволило установить флористические комплексы, характерные для горизонтов. Выделенные возрастные флористические комплексы в дальнейшем были использованы при определении возраста континентальных отложений, для сопоставления морских и континентальных образований и для межрегиональных корреляций.

Среди флоры девонского периода основная роль принадлежала лепидофитам. Такие особенности строения девонских лепидофитов, как разнообразие морфологии листьев, специфический узор поверхности декортицированных стеблей, анатомический план строения, наряду с быстрой эволюцией и широким распространением как в морских, так и в континентальных фациях, позволяют рассматривать этот тип растений в качестве одного из основных для определения возраста континентальных отложений. Особенно большое количество лепидофитов

девона установлено в Казахстане (24 рода из 31 известного на земном шаре) (Дубатов, Каплун, Сенкевич, 1977). Преобладание лепидофитов в Казахстане, по сравнению с другими регионами, по-видимому, связано с наличием огромного мелководного Джунгаро-Балхашского бассейна, создававшего повышенную влажность воздуха, с интенсивной вулканической деятельностью на континенте, обусловившей высокое содержание CO_2 в атмосфере и наличие плодородных древних вулканических почв. Именно это послужило причиной появления и развития новых растительных ассоциаций, среди которых лепидофиты были виолентами. Чудом эволюции лепидофитов является разнообразие морфологии листьев девонских представителей. Виды, отличавшиеся сложной листовой пластинкой, не были жизнестойкими и довольно быстро вымирали.

Первый представитель плауновидных известен с конца пржеидоли. Это было небольшое, травянистого облика растение с неоппадающими листьями, переходящими в листовое основание — площадку прикрепления листа. Наличие листовых оснований характерно почти для всех более эволюционно продвинутых девонских лепидофитов (кроме *Lepidosigillaria*) и некоторых раннекаменноугольных представителей этого типа растений. Затем в раннекединское (каражирское) время появляется и заселяет побережье и острова Джунгаро-Балхашского бассейна эндемик *Tastaephyton bulakus*, являвшийся доминантом экосистемы «море». В пределах суши этот вид встречается в единичных экземплярах, что, вероятно, связано с инфантильностью растения, покрытого небольшими пластинчатыми листьями с проводящим пучком, входящим лишь в основание листа. Растение было более приспособлено к жизни в условиях повышенной влажности. Архаичность плауновидного обусловила непродолжительность его существования: *T. bulakus* вымирает в раннем жедине (см. рис.).

В позднем жигине произошла незначительная регрессия моря, сопровождавшаяся на суше более интенсивной вулканической деятельностью с излиянием лав кислого состава и выбросами пепла. Тип осадков становится более грубым (крупнозернистые песчаники, мелкогалечные конгломераты). Среди лепидофитов отмечается эволюционная вспышка: появляются более высокоорганизованные представители, новые семейства *Drepanophycaceae* и *Maubassiaceae* с проводящим пучком, пробегающим всю листовую пластинку. В составе *Drepanophycaceae* род *Drepanophycus* является космополитом. С начала позднего жигина род известен в Европе и Сибири, а в Китае и Северной Америке его становление произошло позже, в раннеэмское время. Эндемик *Lidasimophyton* в пределах палеоэкосистемы «море» обнаружен в единичных экземплярах, тогда как в ориктоценозах суши он является доминантом. Растение отличается мясистыми короткими листьями с широким основанием — особенность, свидетельствующая о ксерофитности вида. Семейство *Maubassiaceae* является монотипным; род *Maubassia* характеризуется широкими лентовидными листьями с тремя жилками, удлиненными листовыми основаниями, псевдомоноподальным характером ветвления (последняя особенность подчеркивает примитивность семейства, вымершего в начале раннего эмса). Широкие длинные лентовидные листья могли появиться лишь в условиях повышенной влажности, что подтверждается приуроченностью *Maubassia* к побережью и островам Джунгаро-Балхашского бассейна. В пределах континента это растение обнаружено в виде единичных экземпляров.

Новый этап в развитии лепидофитов связан с более крупной регрессией, начавшейся в раннеэйфельское (такыртауское) время. На суше возобновляется вулканическая деятельность. Грубозернистые осадки, отвечающие этому регрессивному отрезку времени, содержат редкую угнетенную фауну или, в более мелководной части бассейна, вообще лишены фауны. Среди лепидофитов появляются новые семейства *Protolepidodendraceae* и *Prelepidodendraceae*, в составе которых наиболее интересным является космополит *Protolepidodendron scharianum* с короткой, довольно жесткой дихотомирующей листовой пластинкой. Это растение широко распространено как в экосистеме «море», так и в экосистеме «суша». Основание биозоны *Protolepidodendron scharianum* является уровнем, который может быть протрассирован глобально и отвечает предложенной в 1980 г. на Парижском симпозиуме границе между нижним и средним девонem. В позднем эйфеле появляется менее подверженный влиянию условий среды эндемик *Artchaliphyton unicum*, характеризующийся своеобразной листовой пластинкой копьевидного очертания с пильчато-зубчатым краем. Вид просуществовал довольно долго, до конца позднего живета. Для развития фауны позднеэйфельское время было более благоприятным: начавшаяся трансгрессия способствовала появлению целого ряда новых форм. Из лепидофитов вымирают некоторые виды, появившиеся ранее.

Новый этап в эволюции лепидофитов начинается в живетском веке и знаменуется появлением первых лигульных лепидофитов, что, вероятно, связано с продолжающейся трансгрессией, более обширной по сравнению с позднеэйфельской. В Северной Америке это *Leclerquia complexa* с очень своеобразным пятипалым листом. В Казахстане широко распространен эндемик *Lepidodendropsis kazachstanica*. В живете также впервые появляется род *Tomiodendron*, установленный Г. П. Радченко (1956) в нижнем карбоне. Наличие лигулы у живетских представителей свидетельствует о их эволюционной продвинутости по сравнению с ранее появившимися травянистыми формами. Лигула установлена нами и у позднедевонского рода *Leptophloeum*. Изменение тектонической обстановки в конце позднего живета, по-видимому, способствовало вымиранию лепидофитов, широко развитых в среднем девоне. С незначительной регрессией в раннем фране (майское время), вероятно, связано появление и затем глобальное распространение космополита *Leptophloeum rhombicum*. По основанию биозоны *Leptophloeum rhombicum* проводится граница между средним и верхним девонem.

В раннем карбоне продолжают произрастать появившиеся в живетском веке древовидные лепидофиты с неоппадающими листьями: *Tomiodendron*, *Lepidodendropsis*; происходит становление новых родов: *Sublepidodendron*, *Pseudolepidodendron* и др. Они отличались просто устроенной короткой ланцетовидной листовой пластинкой, переходящей в листовое основание. Лишь у *Lophiodendron mirabile* лист был четырехгранным (Мейен, 1974). Настоящие лепидодендроны с лентовидными листьями, листовыми подушками с листовым рубцом, парихнами появляются в турнейское время, но это были еще не те гиганты до 30 м высотой, которые достигли расцвета в среднем карбоне, а, вероятно, небольшие деревья. Лепидодендроны господствовали в Евразийской области, в условиях влажного и теплого климата, составляя основной фон растительности заболоченных низменностей. Резкое изменение климата в пермском периоде, все нарастающая аридизация привели к вымиранию лепидофитов, доминирующих в девоне и карбоне.

ВЫВОДЫ

1. Скорость эволюции лепидофитов обнаруживает четкую связь с периодами регрессий, обусловленными в девоне восходящими колебательными движениями (возможно, и орогенцией в предраннеэйфельское время). Об этом свидетельствует появление в позднем зигене, раннем эйфеле и раннем фране ряда новых таксонов и вымирание произраставших ранее (см. рис. 1).

2. Количество экземпляров одного и того же вида лепидофитов в палеоэкосистемах «море» и «суша» весьма различно. Это свидетельствует о том, что большинство таксонов находится в прямой зависимости от среды обитания.

3. Вывод, сделанный А. Буко относительно фауны, можно распространить и на растения (в данном случае лепидофиты), а именно: космополитные таксоны имеют большую продолжительность существования и более высокую численность по сравнению с большинством провинциальных таксонов; «таким образом, космополитные таксоны являются космополитами во времени и пространстве» (Буко, 1976). Это положение наглядно подтверждается космополитами *Protolepidodendron scharianum* и *Leptophloeum rhombicum*, широко распространенными в пределах всего среднего девона (*Pr. scharianum*), в позднем девоне и начале раннего карбона (*L. rhombicum*). По основанию биозоны *Protolepidodendron scharianum* проводится граница между нижним и средним девоном, по подошве биозоны *Leptophloeum rhombicum* — между средним и верхним девоном.

4. Если провинциальные барьеры препятствуют миграции и движению фауны, в результате чего «распространение многих таксонов ограничивается площадями их происхождения» (Буко, 1976, с. 200), то для растений, вследствие специфики их размножения, такие барьеры если и существуют, то они лишь в незначительной степени задерживают распространение таксонов от мест их произрастания. Поэтому растения являются одной из основных групп фанерозоя, позволяющей проводить корреляции в планетарном масштабе разных жизненных сред моря и суши. Этим и определяется их значение для экостратиграфии.

В заключение хочется выразить следующее пожелание.

5. При составлении проекта «Экостратиграфия» МПГК и выборе интервала венлок — жедин основное внимание уделено экосистеме «море». Очень важно с методической точки зрения заострить внимание на тех отрезках стратиграфической шкалы, которые в дальнейшем имели бы значение моделей при корреляции жизненных сред моря и суши всего фанерозоя. Автору представляется, что с этой позиции выбор интервала венлок — жедин как эталона для проекта «Экостратиграфия» МПГК является недостаточным. Чтобы сравнить и провести корреляцию экосистемы «море» с экосистемой «суша», следовало бы расширить интервал, включив в него, как минимум, не только весь нижний девон, но и эйфель, тем более, что в последнее десятилетие не прекращается дискуссия об объеме эйфельского яруса и по этому вопросу собран огромный материал. Такое дополнение не противоречит проекту «Экостратиграфия», ибо он был одобрен Советом МПГК как проект с открытым окончанием.

ЛИТЕРАТУРА

- Буко А. Эволюция и темпы вымирания. М., 1976. 318 с.
- Геккер Р. Ф. Экология населения древних бассейнов и стратиграфия. — В кн.: Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого. Труды XXII сессии ВПО. Л., 1980, с. 12—20.
- Дубатовов В. Н., Каплун Л. И., Сенкевич М. А. Биogeография Казахстана в девонский период. — В кн.: Палеобиогеографическое районирование и биостратиграфия. Труды ИГиГ СО АН СССР, 1977, вып. 347, с. 64—103.
- Кальо Д. Л. О силуре Прибалтики в качестве экостратиграфической модели. — В кн.: Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого. Труды XXII сессии ВПО. Л., 1980, с. 30—37.
- Мейен С. В. Морфология вегетативного побега ангарских каменноугольных лепидофитов. — Палеонт. журнал, 1974, № 3, с. 97—110.
- Осипова А. И., Геккер Р. Ф., Бельская Т. Н. Закономерности распространения и смены фауны в поздневизейском и раннеламурском эпиконтинентальных морях Русской платформы. — В кн.: Современные проблемы палеонтологии. Труды ПИН АН СССР, 1971, т. 130, с. 279—203.
- Радченко Г. П. Роды *Sibiriodendron*, *Tomiodendron*, *Abacodendron*. — В кн.: Материалы по палеонтологии. Новые семейства и роды. Труды ВСЕГЕИ, 1956, вып. 12, с. 194—203.
- Соколов Б. С. Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого. — В кн.: Экостратиграфия и экологические системы геологического прошлого. Труды XXII сессии ВПО. Л., 1980, с. 4—12.
- Boucot A. J. Evolution and extinction rate control. 1975, N. York. 427 p.

Южно-Казахстанское геологическое
управление, Алма-Ата

ОСНОВНЫЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ И ФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ СИЛУРИЙСКОГО КРАЕВОГО БАССЕЙНА БАЛТИКИ

✓ Р. Э. ЭЙНАСТО

В течение последних десятилетий в связи с накоплением огромного фактического материала по распространению отдельных типов осадков в современных и древних осадочных бассейнах фациальное моделирование в исследованиях стало закономерным этапом обобщения, методом передачи основных закономерностей пространственного распространения фаций, средством прогноза перспективных месторождений полезных ископаемых. Однако большинство из предложенных в литературе фациальных моделей охватывает, к сожалению, не весь батиметрический профиль седиментационного бассейна, а лишь часть его, чаще мелководную (Irwin, 1965; Anderson, 1971; Selley, 1970; Heckel, 1972; Wilson, 1975). На модельных профилях обычно не отражены взаимоотношения мощностей осадков отдельных фациальных зон, мало затрагиваются проблемы изменений фациальных рядов во времени, связанные с историко-геологическим развитием данного седиментационного бассейна.

Посредством анализа общего хода развития осадконакопления в пределах отдельных седиментационных бассейнов геологического прошлого по крупным тектонико-седиментационным циклам в «жизни» бассейнов закономерно обнаруживаются определенные неповторимые крупные стадии развития, отличающиеся по знаку общих тенденций тектонических движений (преобладающее погружение или вздымание), а также по глубине бассейна, интенсивности притока терригенного материала, скорости седиментации, набору фаций и т. д. В геосинклинальных бассейнах основные стадии развития выделяются весьма четко по последовательным формационным рядам и являются эталонными единицами периодизации геологических процессов в геосинклиналях (Хайн, 1964). Аналогичные стадии прослеживаются также в общем процессе осадконакопления в краевых платформенных (периконтинентальных) бассейнах в пределах одного законченного крупного цикла их «жизни».

В каледонском тектонико-седиментационном гигацикле (II порядка по С. В. Тихомирову, 1967) силур вместе с частью раннего девона образует целостный магнацикл (III порядка продолжительностью приблизительно 45 миллионов лет). В пределах последнего в Балтийском бассейне выделяется три макростадии, границы которых не совпадают с границами макроциклов.

Первая макростадия — это трансгрессия, общее быстрое погружение, формирование бассейна как крупного отрицательного геоструктурного элемента земной коры, где происходило медленное, резко некомпенсированное осадконакопление с постепенным увеличением глубины бассейна. Вторая макростадия представляет собой стабильное состояние бассейна, когда наблюдается приблизительное равновесие

между погружением дна и скоростью седиментации; началось постепенное боковое заполнение впадины с соответствующей миграцией внешнего края шельфа в сторону депрессии. Третья макростадия состоит в регрессии, постепенном обмелении бассейна с интенсивным привносом терригенного материала, обуславливавшим резкое перекомпенсирование погружения и постепенное заполнение остаточной впадины.

В этом однократном «онтогенетическом» развитии седиментации одного бассейна отражается т. н. микроэволюция осадочного процесса.

Путем фациальной интерпретации опорного профиля силурийских отложений на северном борту бассейна (рис. 1, 2) попытаемся выявить характерные особенности этих основных стадий развития осадконакопления в силурийском краевом Балтийском бассейне. Согласно Д. Кальо (1977), при фациальном районировании бассейна выделяются две структурно-фациальные зоны (Восточно- и Западно-Прибалтийская). Последние грубо соответствуют, в нашей интерпретации (Нестор, Эйнасто, 1977), палеогеографически стабильному шельфу и перикратонной депрессии — глубоководному плато в пределах ступенчатого пологого материкового склона пассивной окраины Прототетиса. Вследствие постепенного бокового заполнения краевой впадины чистокарбонатными и карбонатно-глинистыми осадками, граница указанных структурно-фациальных зон в течение силурийского периода более чем на 350 км (рис. 1; Кальо, Юргенсон, 1977; Эйнасто, Пуура, 1980) сместилась в сторону глубокой части бассейна.

1. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Раннепалеозойский заливообразный Балтийский бассейн располагался на западном крае пенепленизированного Восточно-Европейского кратона, который в силуре был с севера и востока обрамлен низким Фенно-Сарматским континентом с обширными выходами на прибрежной равнине карбонатных пород ордовика. В условиях предполагаемого тропического аридного климата (Страхов, 1962; Сеславинский, 1978 и др.) обрамляющая суша представляла собой своеобразную «карбонатную пустыню» (Эйнасто, 1968), привнос терригенного материала откуда был весьма незначительным. К юго-западу Балтийский бассейн переходил в Средне-Европейскую геосинклиналь, интерпретируемую как расширяющийся палеоокеан (McKerrow, Ziegler, 1972; Walter, 1972; Jaeger, 1976; Tomczykowa, Tomczyk, 1979).

В такой палеогеографической ситуации во всей прибрежно-мелководной полосе бассейна образовались разнообразные карбонатные отложения, а в его центральной, более глубоководной части накапливались в основном однородные иловые терригенные отложения (мергели и граптолитовые аргиллиты). Главным источником тонкого терригенного материала этой мощной толщи карбонатно-терригенных отложений в глубокой удаленно-тиховодной части бассейна (Латвийская синеклиза, Польско-Литовская впадина) служили, по-видимому, с одной стороны каледонские горы на северо-западе, где фазы орогенеза начались уже с позднего лландовери, и с другой стороны временно существовавшие внутригеосинклинальные области сноса в виде микроконтинентов юго-западнее линии Тёрнквиста (Левин и др., 1973). Следует подчеркнуть, что классические представления, будто в прибрежной мелководной части древних бассейнов всегда образовывались бо-

лее грубозернистые терригенные осадки (гравелиты, песчаники) и карбонатные осадки занимали только удаленное от берега положение, нельзя считать универсальными.

Установление общей фациальной зональности в силурийском Балтийском бассейне (Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967; Кальо, 1970; Эйнасто, Нестор, 1970, 1973; Коркутис, Лапинкас, Лашков, 1972 и др.) позволило приступить к созданию обобщенной фациальной модели для периконтинентального типа бассейнов, с использованием достижений в изучении современных осадков (Нестор, Эйнасто, 1977). Для создания этой модели самой существенной проблемой стало определение относительного положения отдельных фациальных зон на батиметрическом профиле бассейна. Характер последнего зависит в первую очередь от разницы в глубинах крайних членов фациального ряда, т. е. от батиметрической интерпретации условий накопления граптолитовых аргиллитов. Именно в этом вопросе существуют резко противоположные мнения не только в региональном, но и в глобальном плане.

В Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области силурийские граптолитовые аргиллиты отнесены в виде одного конкретного члена к глубоководной сланцевой формации (Войновский-Кригер, 1961; Чернов, 1970; Пучков, 1976, 1979; Антошкина, Першина и др., 1976). В то же время граптолитовые аргиллиты в платформенных отложениях, где они прослеживаются в виде языков лишь в краевых частях на уровнях наиболее обширных трансгрессий, многие исследователи считали мелководными шельфовыми образованиями (Мирошников, 1956, 1963; Коркутис, Лапинкас, Лашков, 1972; Бгатов, 1973).

Поскольку мы на этой проблеме неоднократно останавливались (Нестор, Эйнасто, 1977; Мягкова, Нестор, Эйнасто, 1977; Эйнасто, Котык, Юшкевич, 1980; Nestor, Einasto, 1982), то считаем глубину образования граптолитовых аргиллитов за пределами шельфа надежно доказанной и не будем лишней раз приводить доказательства этому. Глубоководность формирования доманикоидных формаций в условиях резкой некомпенсации осадконакопления и быстрого опускания в последнее время была подтверждена материалами многих разновозрастных перикратонных бассейнов (Пучков, 1979; Эллерн, 1977; Конюхов, 1977).

2. ОСНОВНЫЕ СТАДИИ РАЗВИТИЯ

Макростадии в истории развития Балтийского бассейна, соответствующие вышеотмеченным его «возрастным» этапам в силурийском цикле «жизни», выделены по особенностям макрофаунальной зональности в бассейне. Они отличаются друг от друга специфическим неповторимым набором фаций, который, в свою очередь, обусловлен интенсивностью и локализацией тектонического прогибания, относительным количеством привнесенного в бассейн терригенного материала, скоростью осадконакопления, климатическими условиями и т. д.

Первая макростадия — ранний и средний лландовери — характеризовалась прерывистым и наиболее ограниченным (по всему силуру) поступлением тонкого терригенного материала в бассейн при одновременном дифференцированном погружении земной коры в соседних структурно-фациальных зонах. В пределах Восточно-Прибалтийской зоны опускание было весьма незначительным, в условиях стабильного шельфа там накапливались разнообразные мелководные, циклично чередующиеся смешанные илисто-зернистые глинисто-карбонатные,

чистые зернистые и иловые карбонатные отложения с многочисленными поверхностями перерыва (варболаская, тамсалуская, райккюлаская свиты общей мощностью 50—90 м, см. рис. 1; Кальо, ред., 1970). В Западно-Прибалтийской зоне прогибание было, наоборот, очень интенсивным: вся огромная часть континентальной коры края платформы опускалась в батиналь, где происходило медленное, непрерывное, резко некомпенсированное накопление гемипелагических тонких терригенных илов, обогащенных рассеянным органическим веществом типа доманикитов (базальные глинистые мергели ремтской свиты и граптолитовые аргиллиты добельской свиты мощностью лишь 4—15 м, см. рис. 1).

В переходной полосе между отмеченными двумя структурно-фациальными зонами (Южно-Эстонский фациальный район) сформировалась наиболее мощная толща чередующихся карбонатно-глинистых (мергели) и чистокарбонатных иловых (скрытокристаллические известняки) отложений с относительно однообразной тонкостенной бентосной раковинной и пелагической граптолитовой фауной (ыхнеская, саардеская свиты мощностью более 200 м). Мощность пачек мергелей снизу вверх уменьшается, а чистых известняков, наоборот, увеличивается. В отмеченном чередовании пачек мергелей и известняков проявляется мезоцикличность; границы мезоциклитов прослеживаются внутри более глинистых пачек с частыми маломощными (1—5, редко до 10 см) прослоями обломочно- и биоморфно-детритовых известняков и пиритизированными поверхностями перерыва. Трансгрессивная часть мезоциклитов сложена чистыми иловыми известняками почти без прослоев зернистых известняков и поверхностей перерыва.

Специфической особенностью данной макростадии является широкое распространение чистых известковых илов на шельфе и в верхней части пологого материкового склона, а также латеральный их переход в глубь бассейна, непосредственно в граптолитовые аргиллиты, через широкую полосу их горизонтально-тонкослоистого чередования (иклаская пачка в скв. Икла, см. Кальо, Вингисаар, 1969). Промежуточная макрофациальная зона карбонатно-глинистых отложений (мергелей) отсутствует (рис. 1 и 2). Этот фациальный переход происходит в пределах Южно-Эстонского фациального района, к юго-западу от зоны максимальных мощностей (скв. Икла, Стайцелле), где мощность всей толщи быстро уменьшается, известняки постепенно выклиниваются и фациально замещаются черными граптолитовыми аргиллитами добельской свиты.

Аналогичный фациальный переход на западном склоне Урала известняков Елецкой структурно-фациальной зоны в граптолитовые сланцы Лемвинской зоны В. Н. Пучков (1979) объясняет перепадом ниже критической глубины карбонатной компенсации, которая в раннем палеозое, вероятно, была значительно выше современной (не больше 1,5—2,5 км). Для Балтийского бассейна эти цифры также слишком велики (по крайней мере, для рассматриваемого в данной статье северного борта), но других, более вероятных и в такой же мере универсальных причин мы пока не знаем.

Известняки склоновой макрофации отличаются от открытошельфовых прежде всего строго горизонтальной слоистостью, часто скрытой микрослойчатостью, однообразием, отсутствием прослоев зернистых известняков и поверхностей перерыва, наличием тонких горизонтальных прослоев глинистых мергелей или аргиллитов, обогащенных органическим веществом, весьма скудным составом ассоциации тонкостен-

ного раковинного бентоса (брахиоподы сообщества *Clorinda*, трилобиты *Dalmanites* и др., гастроподы, редкие граптолиты).

Открытошельфовые иловые известняки характеризуются волнисто-слоистыми и полукомковатыми текстурами, содержанием редкого рассеянного мелкого детрита, наличием редких прослоев разных зернистых обломочно- и биоморфно-детритовых известняков, иногда с градиационной слоистостью, слабовыраженными поверхностями перерыва, более разнообразным составом фаунистических ассоциаций, включая ругозы, табуляты, мшанки, пелециподы, хотя последние встречаются в основном сконцентрированно в виде биоморфно-детритовых прослоев.

Достоверная корреляция разрезов лландоверийских отложений по лосы максимальных мощностей (скв. Икла) с разрезами Средне-Эстонского фациального района (скв. Кирикукюла) дана по хитинозоям Вийу Нестор (1976), доказавшей наличие существенного стратиграфического перерыва между райккюласким (S_{1ln_2}) и адавереским (S_{1ln_3}) горизонтами в Западной Эстонии. С юга (Икла) на север постепенно выклиниваются отложения почти всего среднего лландовери (рис. 1). Фациальный переход от открытошельфовых иловых известняков в более прибрежную подвижноводную зону можно наблюдать только по нижней (слитерской) пачке саардеской свиты; на остальных стратиграфических уровнях прибрежные фации в Западной Эстонии уничтожены пред-позднелландоверийским размывом. Переходный тип отложений вскрыт скважиной Эммасте, где волнисто-слоистые известняки кулламааской свиты, внешне сходные с иловыми известняками открытошельфовой зоны, имеют сгустковую структуру, из чего можно заключить, что они образовались в умеренно подвижной среде. От разнообразных биоморфных и детритовых известняков отмельной зоны райккюлаской свиты они отличаются однородностью, наличием волнистых прослоев мергеля при отсутствии прослоев других зернистых известняков, а также скудностью остатков раковинного бентоса.

В сторону берега эти волнисто-слоистые сгустковые известняки замещаются однородными толстоплитчатыми косослойчатыми сгустковыми известняками (скв. Энзе), которые, в свою очередь, переходят в сгустково-иловые глинисто-доломитовые узорчатые известняки лагунной фациальной зоны.

Примечательно, что прямые стратиграфические и фациальные аналогии граптолитовых аргиллитов добельской свиты, шельфовых и склоновых чистых иловых известняков саардеской свиты установлены нами на юго-западном склоне Анабарского массива севера Сибирской платформы (р. Мойеро, см. Мягкова, Нестор, Эйнасто, 1977). Непосредственно под базальным пластом (0,6—1 м) илисто-детритового известняка с онколитами и многочисленными наутилоидеями на границе ордовика и силура залегает пачка (3 м) черных граптолитовых аргиллитов, свидетельствующих о резко некомпенсированном прогибании в Тунгусской синеклизе приблизительно в то же время, когда среднелландоверийская трансгрессия в Балтийском бассейне достигла максимума (на уровне зоны *gregarius*). Вверх эти аргиллиты постепенно переходят в мощную (50 м) толщу скрытокристаллических комковатых иловых известняков (мойероканская свита по Тесакову, Предтеченскому и др., 1980) — аналогов саардеской свиты.

Такая прямая аналогия в столь удаленных бассейнах, но в сходной геоструктурной ситуации не может быть случайной.

Особого внимания заслуживает конец рассматриваемой макроста-

дии с позиции этапности развития осадконакопления на более обширной площади, поскольку этот рубеж является переломным не только в Балтийском бассейне. Большой стратиграфический перерыв, залегание выдержанных верхнелландоверийских комковатых глинистых известняков (румбаская свита) со слабым угловым несогласием на разновозрастных и разнофациальных отложениях среднего лландовери (кулламааская, райккюлаская, саардская свиты, см. Эйнасто и др., 1972), отсутствие ниже границы отложений самых прибрежных фаций конца регрессивной фазы макроцикла однозначно указывают на частичный размыв уже сформировавшихся отложений. Наличие единственной в нижнем силуре поверхности перерыва именно на этом уровне также в отдельных разрезах Западно-Латвийского-Литовского фациального района (скв. Энгуре) в карбонатно-глинистых отложениях склоновой фациальной зоны указывает на распространение этого перерыва не только на всем палеошельфе, но и в верхней части пологого материкового склона. Отсутствие среднелландоверийских отложений в Юго-Восточной Литве (Коркутис и др., 1972; Пашкевичюс, 1979) и в Подолии позволяют заключить, что этот стратиграфический перерыв распространен по всему западу Восточно-Европейской платформы и обусловлен более общими причинами.

Весьма близкая картина на этом стратиграфическом уровне наблюдается в Уэльском бассейне Шропшира в Великобритании, где также установлено единственное в лландовери региональное угловое несогласие и размыв на обоих бортах бассейна (Cocks et al., 1983).

Из вышеизложенного для сторонников шельфовой концепции образования граптолитовых аргиллитов вырисовывается парадоксальная картина: в то время, когда на карбонатных шельфах межрегионально развивалась обширная регрессия, достигавшая полного прекращения седиментации и интенсивного размыва, в пределах депрессионной центральной части тех же краевых бассейнов, включая Балтийский (Западно-Латвийско-Литовский фациальный район), продолжалась «трансгрессивная» направленность — погружение дна, не компенсированное непрерывным медленным накоплением тонких терригенных илов с повышенным содержанием рассеянного органического вещества (добельская свита), без признаков перерыва. Кровля среднего лландовери в добельской свите лишь в более северных и восточных разрезах Западно-Латвийско-Литовского фациального района литологически маркирована одним маломощным (15—20 см) прослоем однородного илового глинистого известняка с постепенными переходами вниз и вверх (Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967). Ниже аналогичных прослоев обнаружено еще два-три.

Такие противоположные тенденции в соседних структурно-фациальных зонах одного седиментационного бассейна можно, конечно, объяснить разнонаправленными блоковыми тектоническими движениями, но точное совпадение этих тенденций в удаленных бассейнах, имеющих различное геоструктурное положение (Балтийский и Уэльский бассейны), может быть объяснено эвстатическим эффектом существенного тектонического опускания огромных блоков земной коры в перикратонной зоне, вызвавшего увеличение объема Мирового океана и регрессию на всех шельфах (Эйнасто, Пуура, 1980). Этот вывод, конечно, должен быть проверен выявлением аналогичной картины еще в нескольких удаленных регионах, но уже сейчас можно заключить, что рассматриваемая граница является существенным геологическим рубежом межрегионального значения и заслуживает в дальнейшем боль-

шего внимания в целях естественной иерархической периодизации силурийской системы.

Вторая макростадия — поздний лландовери, венлок и ранний лудлов — характеризовалась непрерывным умеренным привносом тонкого терригенного материала, стабильным тектоническим режимом и четкой фациальной дифференциацией бассейна. На шельфе (Средне-Эстонский фациальный район) накапливались разнообразные мелководные карбонатные отложения с ясно выраженной разнопорядковой цикличностью (Эйнасто, 1970 б, 1973, 1975; Кальо, ред., 1970; Лапинскас, 1973, 1978; Кальо, Юргенсон, 1977). В лагунной зоне широко распространились различные микрослойчатые алевроитисто-глинистые седиментационные доломиты, среди которых особое фациальное значение имели эвриптеровые, образовавшиеся в солоновато-водных приливных условиях в приустьевой части впадавшей в бассейн с северо-запада большой реки (Эйнасто, 1968, 1970 а, 1979). В отмельно-баровой зоне широко развивались органогенные постройки (Аалоз, 1956; Мянниль, Эйнасто, 1968; Klaamann, Einasto, 1982), а в открытошельфовой зоне весьма большое распространение имели волнисто-комковатые глинистые известковые илы с рассеянным раковинным детритом (Кальо, ред., 1970).

На пологом материковом склоне (Южно-Эстонский фациальный район) интенсивно накапливались относительно однородные карбонатно-глинистые иловые отложения (мергели), которые в условиях относительной тектонической стабильности перекомпенсировали незначительное прогибание и привели к медленному боковому заполнению краевой части унаследованной от первой макростадии впадины с одновременной миграцией внешнего края шельфа и прибрежно-мелководных фациальных зон в сторону депрессии (Нестор, Эйнасто, 1977; Кальо, Юргенсон, 1977; Эйнасто и др., 1980, 1981).

В пределах центральной депрессии (Западно-Латвийско-Литовский и Восточно-Латвийский фациальные районы) в течение всей второй макростадии накапливались однородные слабобитуминозные глинистые мергели и известковые аргиллиты со строго горизонтальной микрослойчатостью.

Латеральный фациальный ряд по количеству разных литотипов отложений является наиболее дифференцированным (рис. 2) и больше других характеризует типичные черты всего силурийского этапа осадконакопления в Балтийском бассейне, поскольку встречается в регрессивных стадиях мезоциклов также в первой и третьей макростадиях бассейна. В связи с этим он принят нами как общая фациально-седиментологическая модель рассматриваемого бассейна (Нестор, Эйнасто, 1977).

Вторая макростадия началась обширной трансгрессией, обусловленной, вероятно, эвстатическим повышением уровня Мирового океана в позднем лландовери (Нестор, 1972). Она достигла своего максимума во второй половине позднего лландовери начиная с зоны *turriculatus* и в раннем венлоке, когда карбонатно-глинистые иловые осадки склонового типа (двумя языками даже темные терригенные илы депрессионного типа) накапливались также в Средне-Эстонском фациальном районе, который палеогеоморфологически представлял собой унаследованное от первой макростадии погруженное шельфовое плато.

Базальной трансгрессивной пачкой позднелландоверийско-венлокского макроциклита в Восточно-Прибалтийской структурно-фациальной зоне служат горизонтально весьма выдержанные комковатые глинистые илесто-мелкодетритовые известняки румбаской свиты с харак-

терной элементарной цикличностью (Эйнасто и др., 1972). В верхней части этих циклитов, на 20—30 см ниже границы, часто встречаются скопления створок *Pentamerus oblongus* (восточнее г. Пярну также биоморфно-детритовые прослои мощностью до 20 см). Отсутствие западнее Пярну базального конгломерата или чистодетритового прослоя сразу выше границы макроциклитов в условиях большого стратиграфического перерыва (границы райккюлаского и адавереского горизонтов) указывает на очень быстрый темп трансгрессии. Первые отложения после перерыва являются открытошельфовыми, хотя и с частыми поверхностями перерыва.

На переходе в Южно-Эстонский фациальный район эта базальная пачка позднелландоверийско-венлокского макроцикла (румбаская свита) резко уменьшается в мощности (в скв. Пярну 1 м) до полного выклинивания (скв. Охесааре). В скв. Хяэдемеэсте румбаская свита начинается лишь с V-элециклита (ритма по Эйнасто и др., 1972). Такое явление уменьшения мощности с более длительными и частыми перерывами в открытошельфовых отложениях в сторону глубокой части бассейна объясняется приближением к бровке шельфа — второй зоне с повышенной гидродинамикой за отмельной, где локальные стратиграфические перерывы и сокращенная мощность отложений являются вполне естественными явлениями (Шепард, 1969; Маев, Поротов, 1972).

В течение образования на шельфе базальной части позднелландоверийской трансгрессии в Западно-Латвийско-Литовском районе продолжалось накопление тонких терригенных илов с повышенным содержанием рассеянного органического вещества (темно-серые граптолитовые аргиллиты добельской свиты в интервале зоны *sedgwicki*). Следовательно, продолжался режим резко некомпенсированной седиментации, характерной для первой макростадии.

Существенным переломным рубежом в развитии осадконакопления Балтийского бассейна является также граница румбаской и велизеской свит в Восточно-Прибалтийской структурно-фациальной зоне и синхронная с ней в Западно-Прибалтийской зоне граница добельской и рижской свит на уровне подошвы зоны *turriculatus*. Геологические события межрегионального значения на этой границе были следующие: во-первых, сразу выше этой границы был достигнут максимум трансгрессии для всего силурийского мегаэтапа (первый язык граптолитовых аргиллитов до северного края Южно-Эстонского фациального района), во-вторых, начался интенсивный приток глинистого терригенного материала в бассейн и его накопление также на погруженном шельфовом плато с частичным подавлением карбонатакопления, что характерно для третьей (даунтонской) макростадии развития бассейна; в-третьих, обусловленное предыдущим фактором прекращение на всей площади Западно-Прибалтийской структурно-фациальной зоны седиментационного режима резкой некомпенсации; вместо аргиллитов с повышенным содержанием рассеянного органического вещества начали образовываться в основном глинистые мергели с незначительным содержанием органического вещества. Источником глинистого терригенного материала, по всей вероятности, служили каледониды, где на границе среднего и позднего лландовери, видимо, прошла первая фаза орогенеза и началось горообразование. Другой возможной причиной более интенсивного питания бассейна глинистым терригенным материалом была гумидизация климата в позднем лландовери. Этот рубеж четко маркирован в граптолитовых фациях и палеонтологически: резкое обновление видового состава граптолитов в зоне *turriculatus* относится к планетарным

явлениям и должно быть обусловлено какими-то глобальными изменениями в пелагическом пространстве Мирового океана.

Вышеизложенное заставляет заключить, что другим, не менее правильным вариантом границы первой и второй макростадий в развитии осадконакопления Балтийского бассейна является уровень резкого изменения в режиме осадконакопления по всей акватории бассейна на границе зон *sedgwicki* и *turriculatus*. Оба варианта имеют, видимо, глобальные причины. Для шельфовых фаций более существенным является первый, для пелагических фаций — второй вариант границы.

Общая регрессивная тенденция в развитии бассейна стала проявляться с конца раннего венлока. Выше мергели яаниской свиты в Средне-Эстонском фациальном районе становятся более карбонатными, детритистыми, с более частыми комками илисто-детритового глинистого известняка, и включают богатый комплекс раковинной фауны и флоры, в том числе строматопораты, кораллы, известковые водоросли, что указывает на их принадлежность к открытошельфовой макрофации.

Продолжавшаяся в среднем венлоке регрессия привела к широкому накоплению на шельфе мелководных карбонатных отложений, сначала волнисто-слоистых глинисто-карбонатных илов с рассеянным неотсортированным детритом (комковатые известняки ниназеской, сырвеской свит), весьма характерных для открытошельфовых субтурбулентных условий, а затем разнообразных карбонатных песков отмельной зоны постоянного волнения. На широкой полосе в пределах последней создавались благоприятные условия для развития органогенных построек (кесселайдская пачка яагарахуской свиты, см. Аалоз, 1956, 1970; формация Хёгклинт на о-ве Готланд, см. Mantén, 1971). Этот максимум (для всего силура) «рифообразования» в Прибалтике по времени грубо совпадает с таковыми в других соседних и удаленных бассейнах обрамления Восточно-Европейской и Сибирской платформ (Антошкина и др., 1976; Эйнасто, Котык, Юшкевич, 1980).

Аналогичные общие тенденции свойственны все более расширявшейся на шельфах регрессии в позднем венлоке, в ходе которой все выше распространялись прибрежно-тиховодные глинисто-доломитовые отложения лагун и приливных равнин (роотсикюлаская свита; Эйнасто, 1968, 1970). Во время максимума поздневенлокской регрессии (кровля везикуских слоев роотсикюлаской свиты) глинисто-алевритовые изменчиво-микрослойчатые седиментационные доломиты (главным образом эвриптеровые) накапливались почти на всей территории Средне- и Южно-Эстонского фациального районов до Колка (Эйнасто, 1968, 1979). Другие шельфовые и склоновые фациальные зоны стали весьма узкими, так как граница склоновой и депрессионной фациальных зон осталась на прежнем месте (Нестор, Эйнасто, 1977). Подобная палеогеографическая ситуация могла существовать лишь при значительной разнице в глубине бассейна двух крайних фациальных зон, аналогично ситуации на границе среднего и позднего лландовери, когда глубокая регрессия на шельфах не отражалась в депрессионной зоне.

Синхронность поздневенлокского максимума регрессии в разных удаленных бассейнах является веским доказательством эвстатической природы всей венлокской регрессии (McKerrow, 1979).

В течение всего лудлова в двух основных структурно-фациальных зонах Балтийского бассейна наблюдаются противоположные тенденции: в Восточно-Прибалтийской зоне происходило последовательное восстановление подвижноводных и субтурбулентных условий среды с нормальной соленостью, где обитала разнообразная бентосная фауна

и флора, развивались органогенные постройки (паадлаская, торгуская свиты), а в Западно-Прибалтийской зоне, наоборот, наблюдалось непрерывное медленное обмеление по мере бокового заполнения краевой части центральной впадины, вызывавшего миграцию внешнего края шельфа и шельфовых фациальных зон в сторону депрессионной части бассейна. Но фациальный набор отложений на батиметрическом профиле бассейна остается неизменным. Зона максимальных мощностей, связанная по-прежнему с мергелями склоновой фациальной зоны, как и в лландовери и венлоке, закономерно смещалась в сторону депрессии.

Границей второй и третьей макростадий является переломный рубеж в середине лудлова, когда слабо некомпенсированный режим седиментации в Западно-Прибалтийской структурно-фациальной зоне сменялся режимом резкой перекомпенсации, связанной со значительным увеличением привноса тонкого терригенного материала в бассейн. Эта смена не происходила повсеместно одновременно. В Средне- и Южно-Эстонском фациальных районах привнос большого количества глинистого материала вначале протекал пульсационно, в разрезе мергели (слюдистые) несколько иного состава, характерные третьей макростадии, циклично чередуются с разными известняками, в частности с комковатыми, свойственными второй макростадии. Ограниченно в районе г. Кингисеппа эти мергели появляются в верхней части удувереских слоев паадлаской свиты, более широко распространяются в тахуласских слоях курессаареской свиты и получают всеобщее распространение в каугатумасском горизонте. В северной части Западно-Латвийско-Литовского фациального района (скв. Вентспилс) эта формационная граница становится более резкой по подошве минияской свиты, поэтому для Северной Прибалтики наиболее целесообразной границей двух макростадий можно считать границу курессаареского и каугатумасского горизонтов.

В юго-западной части Западно-Прибалтийской структурно-фациальной зоны (скв. Павилоста, Стонишкяй) формационная смена происходила на границе дубисской и пагегайской свит (исчезновение граптолитовых мергелей). В Северной Польше стадия перекомпенсации и общего заполнения началась с подошвы седлецких слоев.

Этот уровень является грубо синхронным с нижней границей Океркалк Тюрингии внутри зоны *leintwardinensis*.

Третья макростадия — поздний лудлов, даунтон, жедин — характеризовалась прежде всего усиленным привносом в бассейн тонкого терригенного материала и интенсивным его накоплением почти на всей акватории бассейна, перекомпенсировавшим прогибание. Макрофациальная картина в открытоморской части бассейна существенно изменилась: карбонатно-глинистые осадки (мергели и глины) начали накапливаться на открытом шельфе, где карбонатакопление было частично подавлено глинистым компонентом, на пологом материковом склоне, а также на всей площади прежней депрессионной зоны до края платформы (линии Тёрнквиста). Началась сильно перекомпенсированная седиментация, приведшая в конце рассматриваемой макростадии к полному заполнению Балтийской перикратонной впадины.

Специфика данной стадии заключается в первую очередь в том, что два члена полного макрофациального ряда зрелой стадии — илистодетритовые комковатые глинистые известняки открытого шельфа и битуминозные глинистые мергели (глины) депрессионной зоны — практически исчезли (рис. 2). Комковатые известняки открытого шельфа ограниченно развиты лишь в кровле мезоциклов в северной

части Западно-Латвийско-Литовского фациального района, а битуминозные мергели депрессионной зоны представлены прослоями на крайнем юго-западе того же района. На открытом шельфе (Южно-Эстонский и северная часть Западно-Латвийско-Литовского фациальных районов) также накапливались разные карбонатно-глинистые илы с вытянутыми линзами и прослоями иловых карбонатов (каугатумаская свита). От мергелей склоновой фациальной зоны (минияская свита) они отличаются прежде всего наличием многочисленных прослоев обломочных, обломочно-детритовых, биоморфно-детритовых и отсортированно-детритовых чистых известняков отмельной зоны мощностью до 20 см, редко образующих пачки мощностью до 3 м (каугатумаская свита). С этими, генетически разными инофациальными прослоями часто связаны пиритизированные поверхности перерыва, маркирующие границы элементарных, микро- и мезоциклитов. В фациальном отношении эти зернистые прослои аналогичны с таковыми в комковатых известняках приотмельной полосы открытого шельфа второй и первой макростадий, что говорит о накоплении вмещающих мергелей на открытом шельфе. Но, в отличие от комковатых известняков, эти мергели рассеянного органического раковинного материала практически не содержат, весь биоморфный и детритовый компонент сконцентрирован в вышеназванных прослоях, свидетельствуя о временном усилении динамики среды, когда глинистый материал не мог осаждаться.

Количество прослоев разных зернистых и иловых известняков, их мощность и общая известковистость мергелей в сторону берега увеличиваются, а в сторону открытого моря уменьшаются.

Севернее и восточнее г. Кингисепп (Средне-Эстонский фациальный район) в каугатумаской свите известняки уже преобладают над мергелями, единые пласты криноидных известняков имеют мощность до 3 м, а сближенные прослои плоскогалечных конгломератов образуют пачки мощностью 15—40 см. С более мощными пачками криноидных известняков связаны небольшие органогенные постройки. В целом этот комплекс отложений следует включать в отмельную зону, которая по набору фациальных типов пород существенно не отличается от отмельных известняков второй и первой макростадий, кроме прослоев мергелей, которые заменяют комковатые известняки в виде языков открытошельфовой зоны. Бросается, однако, в глаза почти полное отсутствие среди зернистых известняков третьей макростадии сгустковых и онколитовых известняков, а также строматолитов, и, с другой стороны, более частое и широкое распространение плоскогалечных конгломератов. Последнее, вероятно, объяснимо резкой разницей в скоростях диагенетической цементации чистоизвестковых линз, комков и прослоев и вмещающей карбонатно-глинистой массы. Первые цементируются почти сингенетически и в условиях резкого повышения динамики наддонной воды (шторма) легко отламываются, как твердые тела, от незатвердевшей абрадиравшей глинистой породы.

Характерной особенностью данной макростадии является широкое распространение в базальных трансгрессивных пачках мезоциклитов массовых скоплений брахиопод *Atrypella prunum* в виде банки или илесто-биоморфного пласта мощностью 0,2—1,5 м, где раковины нередко лежат в прижизненном положении без ориентировки в илистой карбонатно-глинистой массе. Реже встречаются строго горизонтально расположенные створки в виде мостовой.

Лагунные седиментационные микрослойчатые доломиты в отложениях третьей макростадии шире распространены только в Юго-

Восточной Литве (лапесская свита); литологически они весьма близки с доломитами в отложениях второй макростадии в Северной Прибалтике, где более поздние отложения лагунной зоны уничтожены послесилурийским размывом. Лишь в кровле нижнего мезоциклита каугатумаской свиты восточнее г. Кингисепп, вблизи Мурасте, вскрыты микрослойчатые домериты с прослоями микрокристаллического илового известняка явно лагунного происхождения. В пределах Южно-Эстонского и Западно-Латвийско-Литовского фациальных районов в кровле мезоциклитов широко распространены тиховодные глинисто-карбонатные отложения (доломитовые мергели с прослоями иловых известняков) отгороженного шельфа с обедненной ассоциацией фауны. В непосредственной близости от отмельно-баровых зон, для которой характерны многочисленные органогенные постройки, эти отложения содержат рассеянное органическое вещество, маркированное коричневатым цветом.

Переход от открытошельфовой зоны к пологому материковому склону характеризуется исчезновением прослоев иловых и зернистых известняков, повышением общей глинистости мергелей до карбонатных глин. Серые цвета переходят в зеленоватые, увеличивается мощность, однородность отложений, происходит резкое уменьшение степени естественной расчлененности (минияская свита). Особо резко повышается мощность склоновых мергелей в Калининградской области и в Северной Польше. По данным К. Яворовского (Jaworowski, 1971), Хенрика и Евы Томчик (Tomczykowa, Tomczyk, 1979), в этих карбонатно-глинистых отложениях стадии заполнения, начиная с подошвы седлецких слоев, установлена флишеподобная градационная микроцикличность, характерная для турбидитов. Мощность лудловского яруса там достигает 1400 м.

3. ФАЦИАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ

Из вышеизложенного следует, что последовательные латеральные фациальные ряды на батиметрическом профиле бассейна в каждой стадии имеют некоторые немаловажные особенности, отражающие специфические условия осадконакопления в процессе развития бассейна. В обобщенном виде эти фациальные ряды изображены на рис. 2 в виде трех модельных фациальных профилей Балтийского бассейна, отражающих для каждой фациальной зоны преобладающий литотип отложений, относительную их мощность и приблизительное батиметрическое положение на профиле бассейна без указания точных цифровых данных относительно глубин. При построении представленных моделей отмеченные конкретные показатели (литотипы, мощности) взяты из опорного фациального профиля северного борта бассейна (рис. 1), а порядок глубин установлен на основании мощности вышележащих отложений до уровня полной компенсации в конце силура (юрасская свита представлена в кровле отложениями крайнего мелководья на всей площади Западно-Прибалтийской структурно-фациальной зоны), но действительные глубины были заметно больше, так как мощные глинистые толщи стадии заполнения к концу силура не были окончательно уплотнены.

При сравнении фациальных моделей разных макростадий, построенных по опорному профилю северного борта бассейна, бросается в

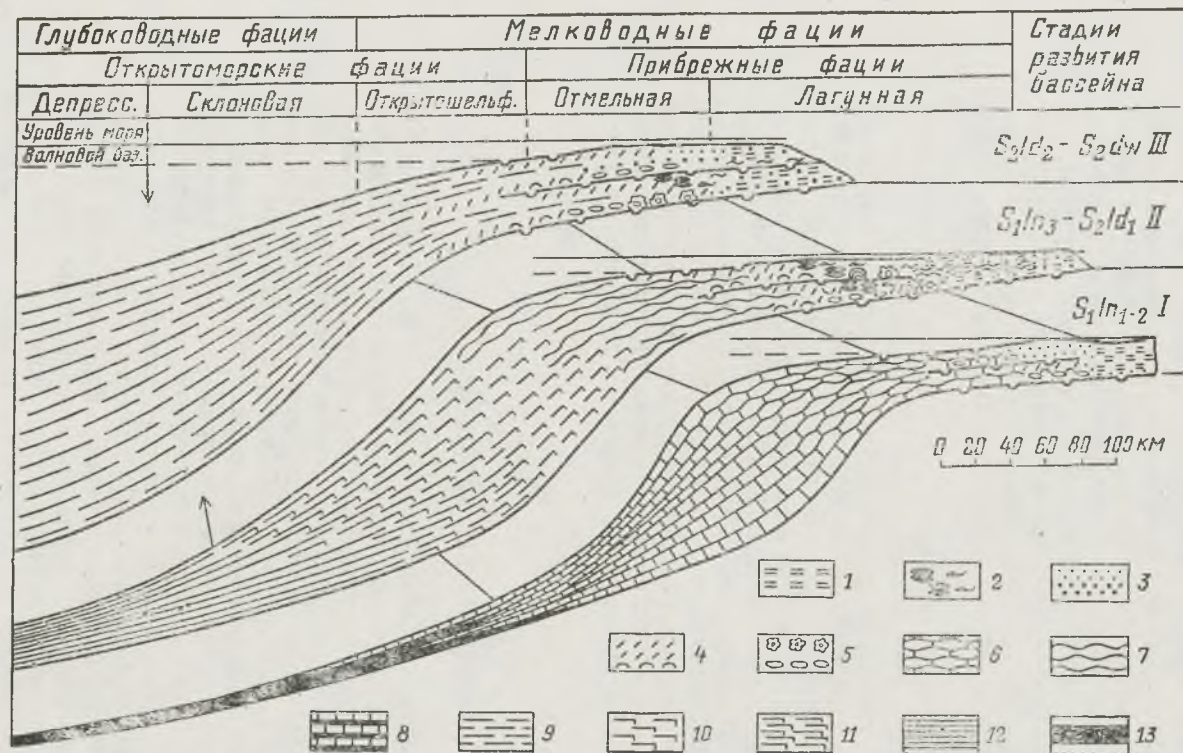


Рис. 2. Модельные фациальные профили (латеральные батиметрические ряды) основных стадий развития Балтийского краевого бассейна в силуре.

Обозначения: 1 — лагунные седиментационные доломиты; 2 — биогермы, за- и межбиогермные глинисто-карбонатные отложения; 3 — ступковые известковые отложения зоны волнения; 4 — биоморфные (внизу) и детритовые известняки зоны волнения; 5 — обломочные (внизу) и онколитовые известняки зоны волнения; 6 — иловые волнисто-слоистые и комковатые чистоизвестковые отложения открыто-шельфовой зоны; 7 — илисто-детритовые комковатые глинистые известняки открытошельфовой зоны; 8 — горизонтально-слоистое чередование чистых иловых известняков и граптолитовых мергелей склоновой зоны; 9 — алевроитистые мергели и глины открытошельфовой и склоновой зон стадии общего заполнения; 10 — известковые мергели с комками иловых глинистых известняков верхней части склоновой зоны стадии бокового заполнения; 11 — однородные глинистые мергели и глины нижней части склоновой зоны стадии бокового и общего заполнения; 12 — темные битуминозные граптолитовые глинистые мергели депрессионной зоны стадии слабо некомпенсированного прогибания; 13 — черные граптолитовые аргиллиты депрессионной зоны стадии резко некомпенсированного прогибания.

глаза строгая закономерность смещения зоны максимальных мощностей с иловыми карбонатными (первая стадия), карбонатно-терригенными (вторая стадия) и терригенными (третья стадия) отложениями в сторону глубокой части бассейна к краю платформы начиная от раннего лландовери до даунтона и жедина включительно. На наш взгляд, эти закономерности весьма просто и логично объясняются первоначальным погружением всей территории Западно-Прибалтийской структурно-фациальной зоны в батиналь в начале силура и последующими процессами бокового заполнения впадины, где отложения с максимальными мощностями образуют подножие пологого материкового склона. К юго-западу от этой полосы максимальных мощностей в сторону края платформы и дальше за пределами Восточно-Европейской платформы до Марокко граптолитовые аргиллиты небольшой мощности имеют удивительную выдержанность. Эти отложения интерпретируются нами как пелагические, где глубины были существенно больше шельфовых, ниже уровня критической глубины карбонатной компенсации.

Сравнивая вертикальные (эволюционные) ряды литотипов по отдельным фаціальным зонам, можно заключить, что наиболее существенные изменения характерны открытоморским макрофациям, в частности открытотельфовой и склоновой. Эти изменения обусловлены постепенным увеличением привноса в бассейн глинистого терригенного компонента. Снизу вверх отложения последовательно переходят от чистых известняков (первая стадия) через глинистые известняки и мергели (вторая стадия) в глины (третья стадия). В депрессионной зоне основные различия в содержании рассеянного органического вещества в отложениях обусловлены, с одной стороны, существенным различием в скорости осадконакопления (от резко некомпенсированной в первой макростадии до сильно перекомпенсированной в последней) и, с другой стороны, вероятно, также более высоким абсолютным его содержанием в первой стадии и почти полным исчезновением в стадии общего заполнения.

Менее существенные фаціальные изменения наблюдаются в пределах отмельной зоны. Постоянно подвижная среда не позволяет глинистым частицам оседать, поэтому увеличение привноса терригенного пелитового материала почти не влияет на седиментацию в этой зоне. Заметные различия между стадиями наблюдаются, однако, в составе биоса — наиболее чувствительной к изменениям среды системы. Для бентоса чистокарбонатный равномерно-мелкозернистый (сгустковый) грунт (первая макростадия) был неблагоприятным, ассоциации биоса бедные (специализированные виды табуляты, ругозы, гастроподы, пелециподы), органогенные постройки не развивались.

Наиболее благоприятные условия для развития самых разных бентосных групп фауны и флоры существовали во второй макростадии, когда в отмельных отложениях обитали почти все известные в силуре группы сессильного и вагильного бентоса, а в широкой полосе бурно развивались органогенные постройки.

В период третьей макростадии в условиях сильного привноса в бассейн глинистого материала на отмелях обитало лишь ограниченное количество групп: криноидеи, брахиоподы, гастроподы, пелециподы, а водоросли и строматопораты почти отсутствовали.

В лагунной зоне отметить определенные эволюционные различия трудно в результате крайне редкого нахождения соответствующих от-

ложений в первой и третьей макростадиях. В отношении биоса наблюдается такая же закономерность: максимальное разнообразие свойственно второй макростадии, что частично, видимо, было связано с опреснением прибрежной зоны на севере (Эйнасто, 1968, 1979).

ЛИТЕРАТУРА

- Аалоз А. О. Рифовая фация в яагарахуском горизонте силура Эстонии. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, т. 1, 1956, с. 89—94.
- Аалоз А. Яагарахуский горизонт. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970, с. 252—264.
- Антошкина А. И., Матухин Р. Г., Меннер В. В., Матухина В. Н., Першина А. И., Патрунов Д. К., Рассказова Н. Б., Эйнасто Р. Э. К истории силурийских бассейнов Сибирской и Восточно-Европейской платформы. — Труды СНИИГГМС, 1976, вып. 218, с. 24—40.
- Антошкина А. И., Першина А. И., Боринцева Н. А., Филиппова Л. И. Силур Тимано-Печорской области. — В кн.: Особенности геологического строения Северо-Востока Европейской части СССР и севера Урала. Труды VIII геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1976, с. 18—24.
- Бгатов В. И. Литолого-геохимические закономерности осадкообразования в ордовике и силуре Сибирской платформы. — Труды СНИИГГМС, 1973, вып. 147. 240 с.
- Войновский-Кригер К. Г. Силур Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, № 3, с. 38—55.
- Гайлите Л. К., Рыбникова М. В., Ульст Р. Ж. Стратиграфия, фауна и условия образования силурийских пород Средней Прибалтики. Рига, 1967. 304 с.
- ✓ Кальо Д. (ред.) Силур Эстонии. Таллин, 1970. 343 с.
- ✓ Кальо Д. Структурно-фациальное районирование силура Прибалтики. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 6—13.
- ✓ Кальо Д., Вингисаар П. О разрезе райккюлаского горизонта на южной окраине Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1969, т. 18, № 3, с. 270—277.
- ✓ Кальо Д. Л., Юргенсон Э. А. Фациальная зональность силура Прибалтики. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 122—148.
- Конюхов А. И. Осадочные формации на рифтогенных окраинах материков. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 3, с. 49—61.
- Коркутис В. П., Лапинскас П. П., Лашков Е. М. Литология и фации нефтеносных отложений нижнего палеозоя Южной Прибалтики. М., 1972. 179 с.
- Лапинскас П. П. Ряды фаций и ритмичность строения силурийских отложений Польско-Литовской впадины. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Тез. докл. Ленинград—Таллин, 1973, с. 91—93.
- ✓ Лапинскас П. П. Цикличность Балтийского силура. — В кн.: Достижения и перспективы геологического изучения Литовской ССР (Матер. V конф. геологов Литвы). Вильнюс, 1978, с. 18—21.
- Левин Л. Э., Петренко В. С., Фельдман С. Л. Некоторые черты истории геологического развития западной окраины Европейской платформы в раннем палеозое и начале среднего палеозоя. — Изв. высш. учебн. завед. Геол. и разведка, 1973, № 12, с. 3—11.
- Маев Е. Т., Поротов А. В. Некоторые особенности осадконакопления на внешнем крае шельфа. — В кн.: Комплексные исследования природы океана. М., 1972, вып. 3, с. 145—150.
- Мирошников Л. Д. К вопросу о происхождении граптолитовых сланцев. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 7, с. 25—32.
- Мирошников Л. Д. Граптолитовые фации — мелководные терригенные отложения каледонского тектоно-фациального цикла осадконакопления. — В кн.: Дельтовые и мелководноморские отложения. М., 1963, с. 250—253.
- ✓ Мягкова Е. И., Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Разрез ордовика и силура реки Мойеро (Сибирская платформа). Новосибирск, 1977. 176 с.
- ✓ Мянниль Р. М., Эйнасто Р. Э. Распространение рифогенных образований ордовика и силура в Балтийском бассейне. — В кн.: Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск, 1968, с. 72—78.
- Нестор В. Сопоставление некоторых разрезов райккюлаского горизонта Эстонии по микропланктону. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1976, т. 25, № 4, с. 319—324.

- Нестор Х. О возрастном диапазоне слоев с *Pentamerus oblongus* и о характере позднелландоверийской трансгрессии в Северной Европе. — Изв. АН ЭССР, Хим. Геол., 1972, т. 21, № 4, с. 344—350.
- Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Фациально-седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 89—121.
- Пашкевичус И. Ю. Биостратиграфия и граптолиты силура Литвы. Вильнюс, 1979. 267 с.
- Пучков В. Н. Реликты континентальной окраины и их соотношение с реликтами океанической впадины на Урале. — В кн.: Тектоника, структурная геология. М., 1976, с. 69—74.
- Пучков В. Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М., 1979. 260 с.
- Сеславинский К. Б. Климаты и глобальные климатические пояса ордовика и силура. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 98—112.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I, II. М., 1962. 211 с. и 573 с.
- Тесаков Ю. И., Предтеченский Н. Н. и др. Силур Сибирской платформы. Опорные разрезы Северо-Запада Сибирской платформы. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 446, 1980. 184 с.
- Тихомиров С. В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М., 1967. 267 с.
- Хайн В. Н. Геосинклинальный процесс и эволюция тектоносферы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 12.
- Чернов Г. А. Верхнесилурийские биогермные известняки Нияуской депрессии (западный склон Полярного Урала). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, № 4, с. 28—38.
- Шепард Ф. П. Морская геология. Л., 1969. 460 с.
- ✓ Эйнасто Р. Э. Фациальные и палеогеографические условия образования эвриптеровых доломитов (силур Прибалтики). — В кн.: Генезис и классификация осадочных пород. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8. М., 1968, с. 68—74.
- ✓ Эйнасто Р. Э. Первичные доломиты. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970а, с. 46—55.
- ✓ Эйнасто Р. Э. Роотсикюлаский горизонт. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970б, с. 264—276.
- ✓ Эйнасто Р. Э. Классификация седиментационных циклов силура Прибалтики по данным фациального анализа. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Тез. докл. Ленинград—Таллин, 1973, с. 94—96.
- ✓ Эйнасто Р. Э. Седиментационная цикличность и стратиграфические подразделения (в свете фациального анализа силурийских отложений на южном склоне Балтийского щита). — Тез. докл. Всесоюзной конф. «Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых». Новосибирск, 1975, с. 55—57.
- ✓ Эйнасто Р. Э. Строение и условия образования Каармаского комплекса лагунных и отмельных отложений (силур Прибалтики). Автореф. канд. дис. Л-д, 1979. 35 с.
- ✓ Эйнасто Р. Э. Модельные фациальные ряды основных стадий развития силурийских краевых бассейнов северной Евразии. — В кн.: Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах. Тез. докл. XII Всесоюзного литол. совещ. Новосибирск, 1981, с. 181—182.
- ✓ Эйнасто Р. Э., Калло Д. Л., Нестор Х. Э., Пуура В. А. Фациальные закономерности осадконакопления в силуре Балтийского краевого бассейна. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. Тез. докл. IV Всесоюзного семинара. М., 1981, с. 305—308.
- ✓ Эйнасто Р. Э., Котык В. А., Юшкевич В. И. Формационная зональность в силурийских краевых бассейнах запада Русской платформы. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М., 1980, с. 228—242.
- ✓ Эйнасто Р., Нестор Х. О фациальной зональности и седиментационной цикличности карбонатных отложений силура Прибалтики. — Тез. докл. VII научной конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970, с. 87—90.
- ✓ Эйнасто Р. Э., Нестор Х. Э. Общая схема фациальной зональности Балтийского бассейна в силуре и ее палеогеографо-седиментологическая интерпретация. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Тез. докл. Всесоюзного совещ. Ленинград—Таллин, 1973, с. 38—40.
- ✓ Эйнасто Р. Э., Нестор Х. Э., Кала Э. А., Каяк К. Ф. Сопоставление верхнелландоверийских разрезов в Западной Эстонии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1972, т. 21, № 4, с. 333—343.

- Эйнасто Р. Э., Пуура В. А. К тектонической интерпретации силурийского лито-фациального профиля Балтийского бассейна. — В кн.: Палеотектоника Прибалтики и Белоруссии. Тез. VIII совещания по тектонике Белоруссии и Прибалтики. Таллин, 1980, с. 90—94.
- Эллерн С. С. Некомпенсированные прогибы и их роль в формировании осадочных циклов на платформах. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазовых и угленосных бассейнов. М., 1977, с. 147—155.
- Anderson E. J. Environmental models for Paleozoic communities. — *Lethaia*, 1971, vol. 4, No. 3, p. 287—302.
- Cocks L. R. M., Lane P. D., Rickards R. B., Temple J. T., Woodcock N. H. The Llandovery area as the type for the first series of the Silurian system. — In: Intern. com. on Stratigraphy. A submission to the Subcommission on Silurian stratigraphy. London, 1983. 30 p.
- Heckel P. H. Recognition of ancient shallow marine environments. — *Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ.*, 1972, No. 16, p. 226—286.
- Irwin M. L. General theory of epeiric clear water sedimentation. — *Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists*, 1965, vol. 49, p. 445—450.
- Jaeger H. Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung. — *Nova acta leopold*, 1976, Bd. 45, N 224, S. 263—299.
- Jaworowski K. Sedimentary structures of the Upper Silurian siltstones in the Polish Lowland. — *Acta geol. pol.*, 1971, vol. 21, No. 4, p. 519—571.
- Kaljo D. L. On the bathymetric distribution of graptolites. — *Acta paleontol. polonica*, 1978, vol. 23, No. 4, p. 523—531.
- V Klaamann E., Einasto R. Coral reefs of Baltic Silurian (structure, facies relations). — In: *Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian*. Tallinn, 1982, p. 35—41.
- Manten A. A. Silurian reefs of Gotland. Amsterdam, London, New York, 1971. 539 p.
- McKerrow W. S. Ordovician and Silurian changes in sea level. — *J. Geol. Soc. Lond.*, vol. 136, 1979, p. 137—145.
- McKerrow W. S., Ziegler A. M. Paleozoic oceans. — *Nature Physical Science*, 1972, vol. 240, No. 100, p. 92—94.
- Nestor H., Einasto R. Application of shelf and slope concepts to the Silurian Baltic Basin. — In: *Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian*. Tallinn, 1982, p. 17—24.
- Selley R. C. *Ancient Sedimentary Environments*. London, 1970. 237 p.
- Tomczykowa E., Tomczyk H. The development of the Prototethys Ocean and its influence on the differentiation of Paleozoic deposits in Poland. — *Bull. Acad. polon. Sci., ser. Sc. Terre*, 1979, vol. 26, No. 2, p. 103—118.
- Walter R. *Paläogeographie des Silurians in Nord-, Mittel- und Westeuropa*. — *Geotektonische Forsch.*, 1972, Bd. 41. 180 S.
- Wilson J. L. *Carbonate facies in geologic history*. Berlin 1975. 463 p.

Институт геологии АН ЭССР,
Таллин

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ФАУНЫ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКИ

**И. Ю. ПАШКЕВИЧЮС, А. З. БРАЗАУСКАС, П. П. ЛАПИНСКАС,
В. Н. КАТАЮТЕ-ТАЛИМАА, П. К. МУСТЕЙКИС,
В. Ю. САЛАДЖЮС, Н. В. СИДАРАВИЧЕНЕ**

Силурийские отложения Юго-Восточной Прибалтики представлены мощным (до 1260 м) комплексом разнотектонических образований. Стратиграфическая полнота разрезов, разнообразие латеральных и вертикальных рядов фаций и формаций и обилие содержащихся в них остатков различных групп фауны отличают их от одновозрастных отложений других субрегионов Балтийского силурийского седиментационного бассейна.

Исследованием литологии, особенностей циклического строения, фаций и палеогеографии силура данной территории занимались П. П. Лапинскас, И. Ю. Пашкевичюс, а изучением различных групп фауны, в частности брахиопод, — И. Ю. Пашкевичюс, Т. Н. Алихова, П. К. Мустейкис; бивальвий, гастропод и цефалопод — В. Ю. Саладжюс; трилобитов — Е. А. Балашова, Р. П. Мянниль, И. Ю. Пашкевичюс; остракод — Н. В. Сидаравичене, П. П. Пранскевичюс, Л. И. Сарв, Л. К. Гайлите; конодонтов — А. З. Бразаускас, В. Ю. Саладжюс; граптолитов — И. Ю. Пашкевичюс, А. М. Обут; позвоночных — В. Н. Каратаюте-Талимаа.

Балтийский силур совместно с нижним девоном составляет крупнейший трансгрессивно-регрессивный мегацикл. Он подразделяется на 2 макроциклита: лландовери—лудлов и пржидоли—диттон. Изменение характера колебательных движений в пределах бассейна осадконакопления и связанные с этим перемещения береговой линии моря, а также пульсирующий во времени привнос терригенного материала обусловили возникновение разнотектонических циклитов более низких рангов. Среди последних особое значение для экостратиграфических исследований и при разработке детальной стратиграфической схемы разнофациальных отложений имеют мезоциклиты. Выделено 22 мезоциклита, распространенных на всей или значительной части территории восточнобалтийского силура (Лапинскас, 1981).

Силурийские отложения формировались в двух крупных группах обстановок — морской и переходной. Среди них по степени динамической активности придонных зон восстанавливаются три типа областей.

В областях 1-го типа с низкоэнергетическими водами накопление осадков происходило ниже базиса действия волн. В конце раннелландоверийского и в среднелландоверийском, а также венлокско-лудловском этапах во внешних зонах этих областей и глубоководной части открытого моря в осевой части Балтийской синеклизы, по И. Ю. Пашкевичюсу (1979, 1982), или во внешней зоне шельфа, по П. П. Лапинскасу (1972, 1981), в анаэробных условиях осаждались темноцветные

глины, содержащие остатки граптолитов без бентосной фауны. В зоне шельфа, по И. Ю. Пашкевичюсу, или во внутренней зоне шельфа, по П. П. Лапинскому, в аэробных условиях формировались сероцветные глины, карбонатно-глинистые (мергели) и известковые (тонкозернистые известняки) илы. Последние в краевых частях зон, примыкающих к активнодинамическим областям, в различной степени обогащались раковинным детритом. В раннелландоверийском (до зоны *surphus*) и пржидольском этапах в пределах всей территории шельфовых низкоэнергетических областей накапливались сероцветные глины и известковые илы с аэрируемостью придонных вод, достаточной для обитания бентосной фауны.

В областях 2-го типа с высокой энергией придонных вод осадконакопление протекало выше базиса действия волн. Здесь формировались оолито-онколитовые и органогенно-обломочные осадки без примеси иловых частиц.

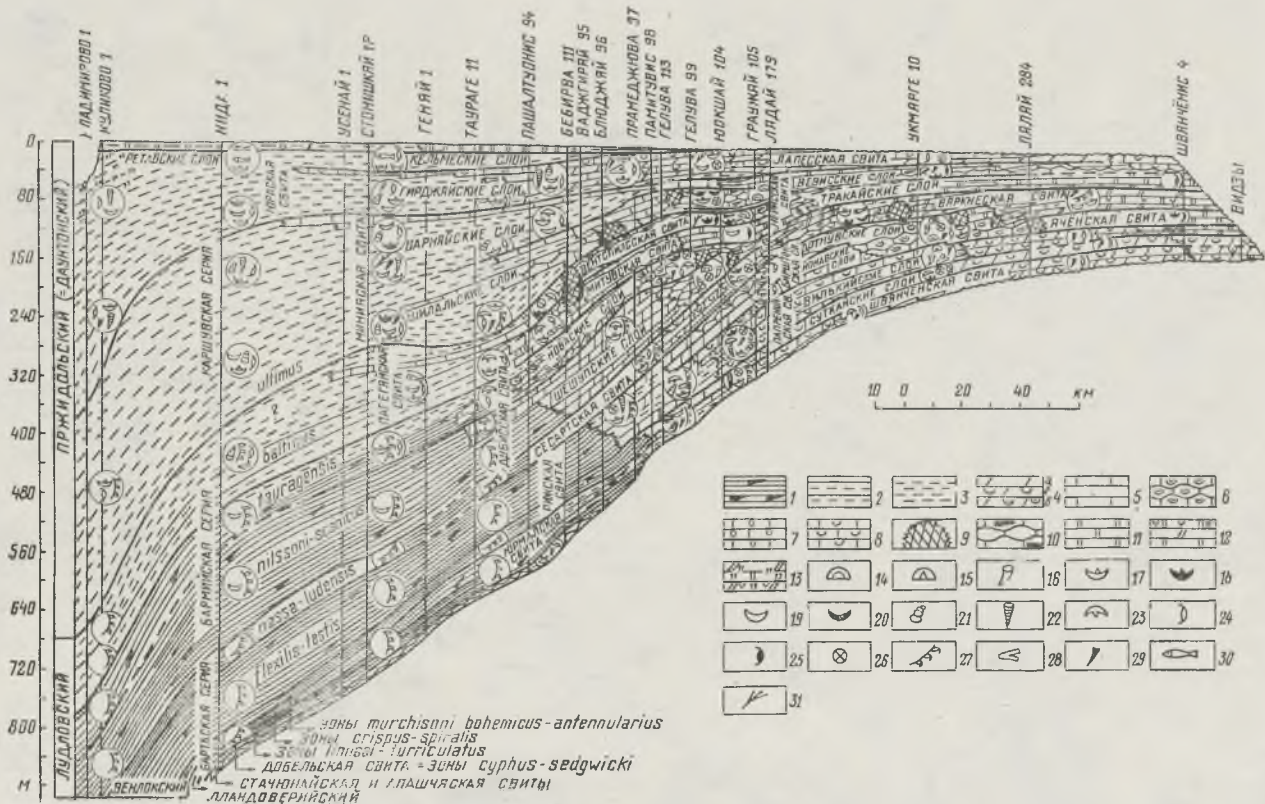
Для областей 3-го типа было характерно резкое снижение воздействия волн воды на осадки. В условиях нормально-соленых лагун накапливались темноцветные глинисто-известковые илы (мергели и известняки с кораллами и другими колониальными представителями фауны), обогащенные рассеянным органическим веществом. В пределах нижнесреднеприливных равнин осаждались доломитовые илы с редкими остатками раковинной фауны (крупные остракоды, гастроподы) и строматолитов. В верхнеприливных равнинах с солеными озерами накапливались сероцветные и пестроцветные доломитово-глинистые осадки, часто содержащие гипс. Фации 1-й и 2-й гидродинамических областей относим к группе морских, а 3-й — к группе переходных (лагунных и др.) обстановок (рис. 1).

Коротко охарактеризуем закономерности распределения отдельных групп фауны в фациях анализируемого профиля.

Граптолиты являются архистратиграфической группой фауны силура. Они распространены от зоны *surphus* лландовери до средней части пржидольского яруса (см. таблицу) и образуют непрерывный ряд зон (Пашкевичюс, 1979), по которым проводится как межрегиональная,

Рис. 1. Фациально-стратиграфический разрез силура Юго-Восточной Прибалтики.

Условные обозначения: 1—9 — группа морских фаций А — низкоэнергетической области, формировавшихся а) в анаэробных условиях: 1 — черноцветные глины с граптолитами, 2 — черноцветные и сероцветные глины с граптолитами; б) в аэробных условиях: 3 — сероцветные глины, 4 — карбонатно-глинистые илы (мергели); а — с малым, б — со значительным содержанием детрита, в — песчано-алевритистые, 5 — известковые илы (тонкозернистые известняки), 6 — глинисто-детритовые известковые осадки (комковатые детритовые известняки); Б — высокоэнергетической области: 7 — оолито-онколитовые известковые осадки, 8 — органогенно-обломочные осадки, 9 — биоморфные и обломочные известковые образования, 10—13 — группа фаций переходных обстановок низкоэнергетической области: 10 — темноцветные глинисто-известковые илы (мергели и известняки) с кораллами нормально-соленых лагун, 11 — доломитовые илы (доломиты) ниже- и среднеприливных равнин, 12 — сероцветные доломитово-глинистые илы с гипсами (доломитовые мергели, доломиты и гипсы) верхнеприливных лагун, 13 — пестроцветные доломитово-глинистые илы с гипсами соленых озер, 14 — строматопораты, 15 — табуляты, 16 — ругозы, 17 — тонкостенные брахиоподы, 18 — толстостенные брахиоподы, 19 — тонкостенные бивальвии, 20 — толстостенные бивальвии, 21 — гастроподы, 22 — цефалоподы, 23 — трилобиты, 24 — остракоды (мелкие), 25 — остракоды (крупные лепердитиды), 26 — криноидеи, 27 — граптолиты, 28 — дендроидеи, 29 — конодонты, 30 — позвоночные, 31 — примитивная растительность (линия разреза показана на фациальной картосхеме, рис. 2, а).



Биозоны, фауны и их корреляция

	ГРАФИТОЛИТОВАЯ ШКАЛА БРИТАНИИ, ЗАПАДНОЙ ИРЛАНДИИ (Richards, 1952, 1970; Bouček, 1960; Horný, 1962; Urbánek, 1973)	ГРАФИТОЛИТОВЫЕ ЗОНЫ ЛИТВЫ (Пашкевичус, 1953, 1965, 1974, 1979)	КОНОДОНТЫ (Браздукас, 1961, 1962; Саладжюс, 1970, 1980)		ОСТРАКОДЫ (Сударавичене, 1961, 1982; Пранскевичус, 1972; Шалутис, 1967; Сир, 1973, 1977)	ТРИЛОБИТЫ (Балашова, 1954; Майниль, 1971; Пашкевичус, 1979)	БРАХИОПОДЫ (Пашкевичус, 1962, 1963, 1969, 1979; Мустейкус, 1982)		БИВАЛЬВИИ (Саладжюс, 1965, 1970)	ГАСТРОПОДЫ (Саладжюс, 1966, 1970)	ЦЕФАЛОПОДЫ (Саладжюс, 1966, 1970)	ИХТИОФАУНА (Караджук-Талимаз, 1968, 1978)		
			БАЛТИЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА	БЕЛОРУССКО-МАЖОВСКАЯ АНТИКЛИЗА			ГЛУБОКОВОДНЫЕ	МЕЛКОВОДНЫЕ						
ПРЯЖИДОРСКИЙ (САУНИФОНСКИЙ)	<i>transgrediens</i>	<i>ultimus</i>	<i>eosteinhor-nensis</i>	<i>eosteinhor-nensis</i>	?	<i>D. lindströmi</i> <i>A. dayana</i>	?	<i>J. ovalis</i> <i>Morbignyi</i> <i>D. magna</i>	<i>S. pseudo-bidentatus</i>	<i>Grammysioidea</i> <i>P. tauragensis</i> <i>N. triquetra</i> <i>P. mirans</i> <i>O. minyensis</i>	<i>L. cf. subclusa</i> <i>O. virbalica</i> <i>M. articulata</i>	<i>B. aculeatus</i>	<i>K. lithuanicus</i> <i>L. kammerovi</i> <i>T. parvidens</i> <i>K. tricavus</i> <i>Acanthodel</i>	
	<i>perneri</i>				<i>gedanensis</i>									
	<i>bauckeki</i>				<i>tuberculata</i>									
	<i>lochkovensis</i>				?									
	<i>ultimus</i>				<i>tumida</i>									
ЛУДЛОВСКИЙ	<i>kozłowskii-praeornatus</i>	?	<i>latialatus-siluricus</i>	<i>dubius</i>	<i>margaritae</i>	<i>C. tuberculata</i> <i>P. pulcher</i>	<i>D. navicula</i> <i>P. striatellus</i> <i>G. rotunda</i>	<i>J. canaliculata</i> <i>A. prunum</i> <i>H. baylei</i>	<i>O. solenoides</i> <i>P. nemunelica</i> <i>P. cf. baltica</i>	<i>M. cf. exilis</i> <i>L. gumbinense</i>	<i>T. kunkajense</i> <i>O. lapense</i>	<i>T. sculphitis</i> <i>T. parvidens</i> <i>L. ludlowensis</i>		
	<i>leimwardinensis</i>	<i>crispa</i>			<i>N. ctenophora</i>								<i>C. flabellata</i>	<i>G. costatula</i> <i>G. magna</i>
	<i>tumescens</i>	<i>crispa</i>			<i>N. lauvensis</i>								<i>P. nieszkowski</i>	<i>P. cf. tenuis</i>
	<i>scanicus</i>	<i>latialatus-siluricus</i>			<i>H. pulchrelata</i>								<i>S. stonishkensis</i>	<i>M. chapmani</i> <i>O. solenoides</i> <i>O. minyensis</i> <i>P. cf. tenuis</i>
	<i>nilssoni</i>	<i>crispa</i>			<i>G. ezerensis</i>								<i>S. dzwino-grodenis</i>	<i>L. paroveyensis</i> <i>P. retroflexa</i> <i>P. reticulata</i>
ЛУДЛОВСКИЙ	<i>scanicus</i>	<i>scanicus</i>	<i>ploekensis variabilis</i>	<i>snajdri</i>	<i>G. percurrans</i>	<i>B. sulcatus</i> <i>P. pulcher</i> <i>D. cf. obtusus</i>	<i>P. minimus</i> <i>D. navicula</i>	<i>C. pseudoknighti</i> <i>S. wilsoni</i>	<i>L. paroveyensis</i> <i>P. retroflexa</i> <i>P. reticulata</i>	<i>O. virbalica</i> <i>O. vischitica</i>	<i>K. doricum</i> <i>G. piriforme</i> <i>T. kurbarsense</i>	<i>T. marginatus</i> <i>L. martinsoni</i> <i>Archegonaspis</i> sp. <i>Thelodus</i> sp. <i>Logania latifolia</i>		
	<i>nilssoni</i>	<i>progenitor nilssoni</i>			<i>G. lietuvenis</i>								<i>P. ragnistensis</i> <i>D. navicula</i>	<i>J. crassa</i> <i>S. subaequalis</i>
	<i>ludensis</i>	<i>ludensis</i>			<i>A. curvata</i>								<i>J. crassa</i> <i>S. subaequalis</i>	<i>L. paroveyensis</i>
	<i>nassa</i>	<i>nassa</i>			<i>B. subornata</i>								<i>J. crassa</i> <i>S. subaequalis</i>	<i>L. paroveyensis</i>
	<i>lundgreni</i>	<i>testis</i>			<i>C. incurvata</i>								<i>J. crassa</i> <i>S. subaequalis</i>	<i>L. paroveyensis</i>
ЛУДЛОВСКИЙ	<i>ellesae</i>	<i>radians</i>	<i>sagitta sagitta</i>	<i>sagitta sagitta</i>	<i>G. cornuta</i>	<i>P. cf. pulcher</i> <i>C. minimarginata</i> <i>E. punctatus</i>	<i>L. minima</i> <i>Pašk. (in coll.)</i> <i>G. lithuanica</i> <i>Pašk. (in coll.)</i>	<i>J. crassa</i> <i>P. goglandicus</i> <i>A. dzwino-grodenis</i>	<i>M. kalvariensis</i> <i>L. paroveyensis</i>	<i>L. cf. sinuosum</i> <i>C. elliptica</i> <i>S. barkholmensis</i>	<i>Kionoceras</i> sp.	<i>O. cf. simplex</i> <i>Kionoceras</i> sp.		
	<i>linnarssoni</i>	<i>perneri</i>			<i>L. quadrilobus</i>								<i>E. punctatus</i>	<i>R. sabrinae</i> <i>S. sawdensis</i> <i>P. analoga</i> <i>C. exporrecta</i>
	<i>rigidus</i>	<i>flexilis</i>			<i>A. bovingi</i>								<i>E. punctatus</i>	<i>D. biloba</i> <i>S. cingulatus</i>
	<i>riccartonensis</i>	<i>antennularius</i>			<i>A. bovingi</i>								<i>E. punctatus</i>	<i>R. sabrinae</i> <i>S. sawdensis</i> <i>P. analoga</i> <i>C. exporrecta</i>
	<i>murchisoni</i>	<i>riccartonensis</i>			<i>A. bovingi</i>								<i>E. punctatus</i>	<i>R. sabrinae</i> <i>S. sawdensis</i> <i>P. analoga</i> <i>C. exporrecta</i>
ЛУДЛОВСКИЙ	<i>centrifugus</i>	<i>murchisoni bohemicus</i>	<i>amorpho-gnathoides</i>	<i>amorpho-gnathoides</i>	<i>R. confinis</i>	<i>D. paraleta</i> <i>S. cingulatus</i>	<i>D. paraleta</i> <i>S. cingulatus</i>	<i>V. visbyensis</i> <i>P. tenuistriata</i> <i>A. orbicularis</i>	<i>C. statchunajica</i> <i>M. meyerendorfi</i>	?	?	?		
	<i>crenulata</i>	<i>spiralis</i>			<i>S. acer</i>								<i>C. frontosa</i> <i>C. prenaica</i> <i>E. triangula</i>	<i>Plectodonta</i> sp. indef.
	<i>griestonensis</i>	<i>griestonensis</i>			<i>L. elongata</i>								<i>Plectodonta</i> sp. indef.	?
	<i>crispus</i>	<i>crispus</i>			<i>A. cornuta</i>								<i>Plectodonta</i> sp. indef.	?
	<i>turriculatus</i>	<i>turriculatus</i>			<i>amorpho-gnathoides</i>								<i>Plectodonta</i> sp. indef.	?
ЛУДЛОВСКИЙ	<i>sedgwicki</i>	<i>sedgwicki</i>	<i>discreta-deflexa</i>	<i>discreta-deflexa</i>	?	<i>E. ex gr. killisensis</i> <i>L. cf. olini</i>	<i>Plectodonta</i> sp. indef.	<i>Enteleptacea</i> <i>Rostraspicea</i>	?	?	?	?		
	<i>convolutus</i>	<i>convolutus</i>			<i>M. rozhdestvenskaja</i> <i>M. flabelliformis</i>								<i>Enteleptacea</i> <i>Rostraspicea</i>	
	<i>gregarius</i>	<i>triangularis</i>			<i>M. rozhdestvenskaja</i> <i>M. flabelliformis</i>								<i>Enteleptacea</i> <i>Rostraspicea</i>	
	<i>cyphus</i>	<i>cyphus</i>			<i>M. rozhdestvenskaja</i> <i>M. flabelliformis</i>								<i>Enteleptacea</i> <i>Rostraspicea</i>	
	<i>vesiculosus</i>	<i>vesiculosus</i>			<i>M. rozhdestvenskaja</i> <i>M. flabelliformis</i>								<i>Enteleptacea</i> <i>Rostraspicea</i>	
ЛУДЛОВСКИЙ	<i>acuminatus</i>	?	<i>nathani</i>	<i>nathani</i>	?	<i>E. ex gr. killisensis</i> <i>L. cf. olini</i>	<i>Plectodonta</i> sp. indef.	<i>Enteleptacea</i> <i>Rostraspicea</i>	?	?	?	?		
	<i>persculptus</i>	<i>nathani</i>			<i>M. rozhdestvenskaja</i> <i>M. flabelliformis</i>								<i>Enteleptacea</i> <i>Rostraspicea</i>	
		<i>nathani</i>			<i>M. rozhdestvenskaja</i> <i>M. flabelliformis</i>								<i>Enteleptacea</i> <i>Rostraspicea</i>	
		<i>nathani</i>			<i>M. rozhdestvenskaja</i> <i>M. flabelliformis</i>								<i>Enteleptacea</i> <i>Rostraspicea</i>	
		<i>nathani</i>			<i>M. rozhdestvenskaja</i> <i>M. flabelliformis</i>								<i>Enteleptacea</i> <i>Rostraspicea</i>	

так и межбассейновая корреляция. Граптолиты в основном приурочены к глубоководным фациям открытого моря. В типичных шельфовых фациях их либо вообще нет, либо они очень редки. По данным наших исследований, максимальное видовое разнообразие граптолитов характерно для полосы перехода от глубоководных глин и мергелей к мелководным мергелям и известнякам (Пашкевичус, 1983). Поскольку граптолиты относятся к древнему зоопланктону, то можно заключить, что в его распространении, по-видимому, существовала та же закономерность, что и в современном зоопланктоне океанов. Последний представлен максимальным количеством видов и экземпляров в переходной зоне между шельфом и глубоководной частью океанов и морей (Беклемишев, 1957; Freser, 1965). Данную закономерность, вероятно, можно использовать при определении внешней границы шельфа. Если это верно, то, по принципу актуализма, внешнюю границу шельфа силурийского моря следует проводить там, где происходит смена черноцветных и зеленовато-сероцветных глин и мергелей с граптолитами, мергелями и известняками с бентосной фауной. Граптолиты шельфовых карбонатных фаций имеют свои отличия. Здесь чаще всего распространены доминантные виды широкого стратиграфического диапазона с массивными скелетами: *Monograptus priodon*, *M. flemingi* и др. Кроме того, здесь значительно увеличивается число экземпляров сетчатых видов граптолитов: *Gothograptus passa* и др. Специфических только для карбонатных фаций граптолитов пока не установлено.

Позвоночные *Logania* sp. и *Thelodus* sp. nov. 1 обнаружены с середины венлока в восточной части региона (бирштонская свита, скв. Сведасай). В отложениях яркнеской свиты найдены телодонты *Logania taiti* и *Thelodus* sp. nov. 1. Судя по распространению этих форм в разрезах силура Англии, Тимано-Печорской провинции и Северной Земли, отложения яркнеской свиты, вероятно, можно коррелировать с верхами венлока и низами лудлова. В Эстонии *Logania taiti* характерна для середины венлока. По-видимому, вертикальное распространение этой зональной формы шире, чем горизонт Яагараху в Эстонии (Märss, 1982).

В различных фациях установлены два комплекса фауны позвоночных лудлова: *Thelodus marginatus*, *Logania martinssoni* (нижний) и *Thelodus sculptilis* (верхний), на основе которых представляется возможным сопоставлять лагунно-доломитовые фации с глинисто-карбонатными фациями шельфовой зоны. По фауне позвоночных произведено более дробное расчленение пржидольских отложений (Каратайте-Талимаа, 1978). Отмечаются различия в составах комплексов позвоночных, связанные с фациальной приуроченностью. На западе региона, в более глубоководных фациях, основную роль играют акантоды. В восточной части, в более мелководных отложениях, появляются также довольно многочисленные телодонты. В наиболее полных разрезах верхов силура (Западная Литва и Калининградская область) присутствуют отложения с *Logania kummerovi* и *Katoporus lithuanicus*.

Конодонты распространены по всему разрезу и во всех фациях силура. Распространение отдельных видов конодонтов, по мнению А. З. Бразаускаса (1983), в значительной мере зависит от фаций. Такие зональные и другие виды, как *Llandoverygnathus celloni*, *Pterospathodus a. amorphognathoides*, *P. a. lithuanicus*, *Ozarkodina polinclinata*, *Carniodus carnulus* и др., чаще всего встречаются в карбонатных фациях шельфа и их содержание постепенно уменьшается в сторону глубоководно-глинистых фаций. Меньше приурочены к фациям такие виды, в том числе и зональные, как *Kockelella walliseri*, *Ozarkodina sagitta rhenana*, *O. s.*

bohémica, *O. snajdri*, *O. crispa*. К космополитным видам относятся *Ozarkodina excavata*, *Oulodus elegans*. Интересны закономерности распространения зонального подвида *Ozarkodina steinhornensis eosteinhornensis*. В глинистых фациях Балтийской синеклизы этот подвид часто встречается начиная от подошвы минияской свиты и до кровли юраской свиты, тогда как в карбонатных фациях шельфа этот подвид встречается языками от подошвы вевиских слоев нерисской свиты до кровли лапесской свиты прижидольского яруса.

Остракоды. Общие закономерности распределения остракод по анализируемому фациальному профилю (отсутствие их в граптолитовых фациях, максимальное разнообразие в отложениях открытого шельфа, специфический состав в лагунных и рифогенных фациях) общеизвестны. Более конкретное представление о зависимости остракод от фаций дает сравнение наиболее детально изученных остракод прижидоли Средней Литвы (внутренняя часть шельфа) и Северной Польши (внешняя часть шельфа) за пределами нашего профиля (Tomczykowa, Witwiska, 1974; Сидаравичене, 1982). Оказывается, что родовой состав остракод во внутренней части шельфа значительно богаче. К таксонам, известным по всему шельфу, здесь прибавляются роды *Scaldianella*, *Leioscyamus*, *Bollia*, *Scipionis*, *Clavofabella*, *Orcofabella*, *Venzavella*, *Retisacculus*, *Asymmetrella* и др. Роды, которые были бы характерны только для внешней части шельфа, нам не известны. Другая отличительная черта: во внешней части шельфа наблюдается неоднократная смена доминирующих видов, в то время как во внутренней его части доминантами являются лишь виды широкого стратиграфического диапазона. Зональные схемы Польши и Литвы, скоррелированные по уровням появления рода *Frostiella* и видов *Nodibeyrichia tuberculata* и *N. gedanensis*, показывают, что большинство остракодовых зон прослеживается лишь в пределах определенной фациальной зоны (в данном случае во внешней или внутренней частях шельфа). Более детальная и четкая зональность наблюдается во внешней части шельфа. Следует обратить внимание на особенно четкий уровень изменения фауны на границе зон *tuberculata* и *gedanensis* во внутренней части шельфа. Выше этой границы наблюдается резкое обеднение видового состава остракод. Этот уровень, видимо, разграничивает фации открытого (зона *tuberculata*) и в какой-то мере закрытого шельфа (зона *gedanensis* и выше).

Трилобиты распространены по всему разрезу силура. Они часто встречаются в шельфовых фациях, особенно в верхнем лландовери и в венлоке (Мянниль, 1977) и редко — в глубоководных фациях вблизи шельфа совместно с граптолитами. В глубоководной части шельфа верхнего лландовери распространены *Encrinurus schmidtii*, *Calymene frontosa*, *Encrinurus triangulus*, а в мелководной — в детритовых известняках — *Encrinurus rumbaensis*, *Acernaspis* cf. *konoverensis*. В глубоководной части шельфа в суткайских слоях венлока совместно с граптолитами найдены *Calymene orthomarginata*, *C. minimarginata*, *Dalmanites punctim*, *D. cf. caudatus*, *Leonaspis mutica*, *Cyphoproetus latifrontalis*, в то время как в мелководной части *Calymene blumenbachii*, *Encrinurus punctatus*, *Proetus osiliensis*, *Bumastus barriensis* и др. *D. caudatus* довольно часто встречается совместно с редкими граптолитами зон *flexilis-testis*. Очевидно, род *Dalmanites* распространен только во внешней, относительно глубоководной части шельфа, тогда как калимениды меньше зависят от фаций.

Брахиоподы были обнаружены по всему разрезу и во всех фациях силура. В шельфовых фациях они очень разнообразны и представляют собой наиболее многочисленную группу макрофауны. В граптолитовых фациях встречаются редкие хонетиды и плектамбонитиды, а в лагунных — беззамковые брахиоподы. Комплексы брахиопод шельфовых фаций представлены в таблице. Внешняя и внутренняя части шельфа характеризуются различными комплексами брахиопод, установление возрастного соотношения между которыми представляет собой сложную, но успешно решаемую проблему (Пашкевичус, 1979, 1982; Мустейкис, Пашкевичус, 1981). Доказано, что фауна внутреннешельфовой бирштонской свиты венлока, в частности *Pentamerus gothlandicus*, *Isorthis crassa*, *Atrypa dzwinogradensis* и др., одновозрастна с комплексом новых видов *Glassia* и *Leptaena*, который встречается во внешней части шельфа совместно с граптолитами зоны *Gothograptus nassa* и известняков с *Pentamerus gothlandicus* (данные И. Ю. Пашкевичуса). Доказана и одновозрастность внутреннешельфового комплекса *Conchidium pseudoknighti*, *Spaerirhynchia wilsoni* с внешнешельфовым комплексом *Protochonetes minimus* новаских слоев, который, в свою очередь, сопоставляется с лудловской граптолитовой зоной *tauragensis* (см. таблицу).

Моллюски наиболее часто встречаются в шельфовых фациях лудловского и пржидольского ярусов (Саладжус, 1970). В граптолитовых фациях найдены только представители рода *Kionoceras* (в краевых частях этих фаций появляется *Cardiola interrupta* и другие бивальвии). В лагунных фациях моллюски очень редки и представлены мелкими гастроподами и остракодами *Herrmannina* (данные И. Ю. Пашкевичуса). По всему шельфу пржидольского яруса встречаются бивальвии *Orthonota selenoides*, *Nuculites triqueter*, *Nucula instrutica*, *Modiomorpha chapmani*, *Pternopecten tauragensis*, *Pteronitella retroflexa*, гастроподы *Murchisonia articulata*, цефалоподы *Bohemites aculeatus*. Во внешней части шельфа венлокского и лудловского ярусов обнаружены головоногие *Dawsonoceras annulatum*, *Kionoceras doricum*, брюхоногие *Loxoneta cf. sinuosum* и др.

Детализацию стратиграфического расчленения и сопоставления разнофациальных отложений Балтийского силура целесообразно осуществлять путем:

- 1) проведения структурно-фациального (формационного) районирования отложений для отдельных тектоно-седиментационных этапов системы;

- 2) выделения и прослеживания литологических тел и их групп в пределах отдельных структурно-фациальных зон на основании комплекса полевых и лабораторных методов исследования с применением каротажных кривых;

- 3) комплексного изучения фауны, направленного на составление зональных схем для отдельных структурно-фациальных зон;

- 4) литологической корреляции разнофациальных отложений путем изучения переходных разрезов и выявления геологических событий, общих для сопоставляемых структурно-фациальных зон (реперы, разнотетические циклиты, направленность изменений фациальных и формационных рядов трансгрессий, регрессий и т. д.);

- 5) корреляции биостратиграфических зон или комплексов, выделенных по какой-либо группе фауны в определенных структурно-фациальных зонах (выявление уровней изменения фауны, пересекающих границы структурно-фациальных зон; изучение переходных раз-

резов, в которых наблюдается чередование или смешение разнофациальных комплексов фауны; выявление возрастного соотношения зон разных групп фауны; привязка к граптолитовой шкале зон, выделенных по всем остальным группам фауны).

Основной целью экостратиграфических исследований является корреляция отложений разнофациальных зон и обоснование хроностратиграфических уровней. Каркасом построения таких уровней, по мнению И. Ю. Пашкевичюса (1980), являются граптолитовые зоны и их гра-



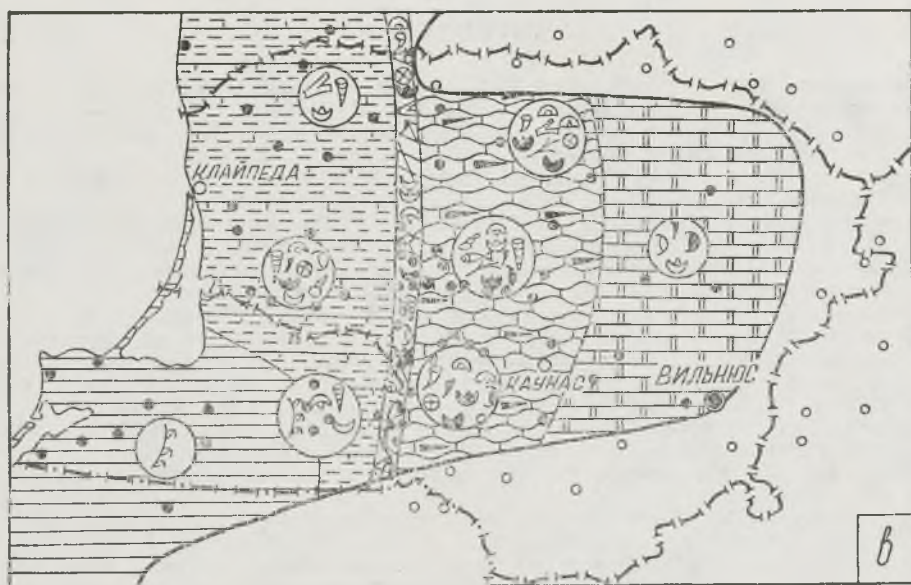


Рис. 2. Фации: а — конца времени зоны (фазы) *spiralis*, б — конца времени зоны *passa*, в — конца вентспилсского времени (условные обозначения см. на рис. 1).

ницы, сопоставление которых с биозонами или комплексами фауны других групп, а тем самым и корреляции указанных зон с литоподразделениями, стратонами местной стратиграфической схемы (сериями, свитами, слоями, пачками) и дают возможность проследить корреляционные уровни разнофациальных зон. На этой основе зоны *crispus-spiralis* были точно сопоставлены с швенчёнской свитой, зоны *murchisoni-bohemicus-antennularius* — с суткайскими слоями, зоны *flexilis-perneri* (нижняя часть) — с вилькийскими слоями папреняйской свиты, зоны *perneri* (верхняя часть) -*testis* — с бирштонской свитой, зоны *passa-ludensis* — с сесартской и веркнеской (*s. stricto*) свитами венлока и т. п. (рис. 1), а тем самым были выявлены и определенные корреляционные уровни. Авторы выделили три характерных хроностратиграфических уровня, на которых происходила максимальная трансгрессия (конец времени зоны (фазы) *spiralis*) или регрессия (конец времени зоны *passa*, или конец вентспилсского времени) силурийского бассейна Прибалтики (рис. 2 а, б, в).

Выявление хроностратиграфических уровней представляет основу региональной геологии, без которой невозможно рассматривать направленность и последовательность во времени и пространстве таких геологических событий, как развитие морских трансгрессий и регрессий, изменение глубины бассейна, солёности вод, их движения, температуры, интенсивности тектонических движений, режима областей сноса и других процессов.

ЛИТЕРАТУРА

- Беклемишев К. В. О пространственных взаимоотношениях морского зоо- и фитопланктона. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1957, т. 20, с. 253—278.
- Браздаускас А. З. Конодонтовые зоны в разнофациальных лlandoверийских отложениях Литвы. — Труды высших учеб. зав. ЛитССР. Геология, 1983, т. 4.
- Каратайте-Талимаа В. Н. Телодонты силура и девона СССР и Шпицбергена. Вильнюс, 1978. 335 с.
- Коркутис В. А., Лапинскас П. П., Лашков Е. М. Литология и фации нефтеносных отложений нижнего палеозоя Южной Прибалтики. М., 1972. 179 с.
- Лапинскас П. П. Формации основных этапов развития Балтийского силурийско-раннедевонского эпиконтинентального осадочного бассейна. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазонасыщенность. М., 1981, с. 119—120.
- Мустейкис П. К., Пашкевичюс И. Ю. Брахиоподовые комплексы силурийских отложений южной части Литвы и их корреляция с граптолитовыми зонами. — Достижения и задачи исследований по геологии Литовской ССР. (Матер. VI науч. конфер. геологов Литвы). Вильнюс, 1981, с. 47—50.
- Мянниль Р. П. Распространение трилобитов в силуре Прибалтики. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 149—158.
- Пашкевичюс И. Ю. Биостратиграфия и граптолиты силура Литвы. Вильнюс, 1979. 267 с.
- Пашкевичюс И. Ю. Схема силурийской экостратиграфической модели Прибалтики. — Науч. труды высших учеб. зав. ЛитССР. Геология, I, 1980, с. 16—33.
- Пашкевичюс И. Ю. Некоторые вопросы распространения, условий развития и корреляции фауны силура Литвы и смежных территорий. — Науч. труды высших учеб. зав. ЛитССР. Геология, № 3, 1982, с. 17—51.
- Пашкевичюс И. Ю. Ассоциации силурийских граптолитов в разнофациальных зонах Юго-Восточной Прибалтики. — Науч. труды высших учеб. зав. ЛитССР. Геология, № 4, 1983, с. 23—40.
- Саладжюс В. Ю. О распределении фауны моллюсков в ордовике и силуре Южной Прибалтики. — В кн.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1970, с. 345—352.
- Сидаравичене Н. В. Корреляция даунтонских отложений Литвы и Польши по остракодам. — Тез. докл. XXVIII сессии ВПО, Ташкент, 1982, с. 60—61.
- Frezer J. H. Zooplankton indicator species groups in the North Pacific. — Science, 1983, vol. 140, p. 453—460.
- Märss T. Vertebrate zones in the East Baltic Silurian. — In: Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian. Tallinn, 1982, p. 97—105.
- Tomczykowa E., Witwicka E. Stratigraphic correlation of Podlasian deposits on the basis of ostracodes and trilobites in the Peri-Baltic area of Poland (Upper Silurian). — Instytut geologiczny, Biuletyn 276, Warszawa, 1974, p. 55—86.

Вильнюсский государственный
университет;
Литовский научно-исследовательский
геологоразведочный институт, Вильнюс

ОСОБЕННОСТИ СИЛУРИЙСКОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И АССОЦИАЦИЙ ФАУНЫ В КРАЕВЫХ БАСЕЙНАХ ПРИБАЛТИКИ И ПОДОЛИИ

Р. Э. ЭЙНАСТО, А. Ф. АБУШИК, Д. Л. КАЛЬО, Т. Н. КОРЕНЬ,
Т. Л. МОДЗАЛЕВСКАЯ, Х. Э. НЕСТОР

В классических регионах развития силура на западе Восточно-Европейской платформы — в Прибалтике и Подолии — уже много лет проводятся комплексные литолого-биостратиграфические исследования разреза и монографическое изучение основных групп фауны. Это позволило дать послонную фаціальную интерпретацию отложений, выявить многопорядковую цикличность, этапность развития сообществ и в итоге реконструировать историю развития бассейнов (см. литературу: Кальо и др., 1983; Предтеченский и др., 1983).

В Подолии силурийские отложения прекрасно обнажены на берегах Днестра и его притоков, где имеется возможность на расстоянии многих километров шаг за шагом проследивать латеральные фациальные изменения в каждом слое в пределах двух-трех соседних фациальных зон. В Прибалтике обнажения небольшие, но имеется значительное количество скважин с полным отбором керна, которые вскрывают силурийские отложения на всей площади их распространения. Это позволило выяснить картину макрофациальной зональности по узким стратиграфическим интервалам всего разреза и разработать фациальные и экологические модели для всего бассейна по основным этапам его развития (Нестор, Эйнасто, 1977; Эйнасто, 1985; Кальо и др., 1983).

В течение последних десятилетий все шире развивается сотрудничество исследователей обоих регионов, что существенно содействует успешному проведению сравнительного анализа истории развития рассматриваемых бассейнов. Актуальность сопоставления обоих регионов развития силура сильно возросла в связи с подготовкой единой для всего запада платформы стратиграфической схемы. Поскольку по обоим регионам недавно вышли обобщающие коллективные статьи, посвященные экологическим комплексам биоса (Кальо и др., 1983; Предтеченский и др., 1983), мы остановимся ниже в основном на процессах седиментации.

Оба рассматриваемых бассейна в силурийский период представляли собой типичные краевые (периконтинентальные) бассейны, расположенные на западной окраине Восточно-Европейской платформы и связанные на западе со Средне-Европейской геосинклиналью. По некоторым палеотектоническим реконструкциям последняя рассматривается как открывавшийся в силурийский период палеоокеан Тетис с пассивной восточной окраиной атлантического типа (Jaeger, 1976; Tomczykowa, Tomczyk, 1979). Располагавшийся восточнее Фенно-Сарматский континент представлял собой в это время пенеплену; в условиях аридного климата (Сеславинский, 1978) привнос терригенного материала в

бассейн был относительно ограниченным (исключая пражидольский век в Прибалтике после основных фаз орогенеза в каледонидах).

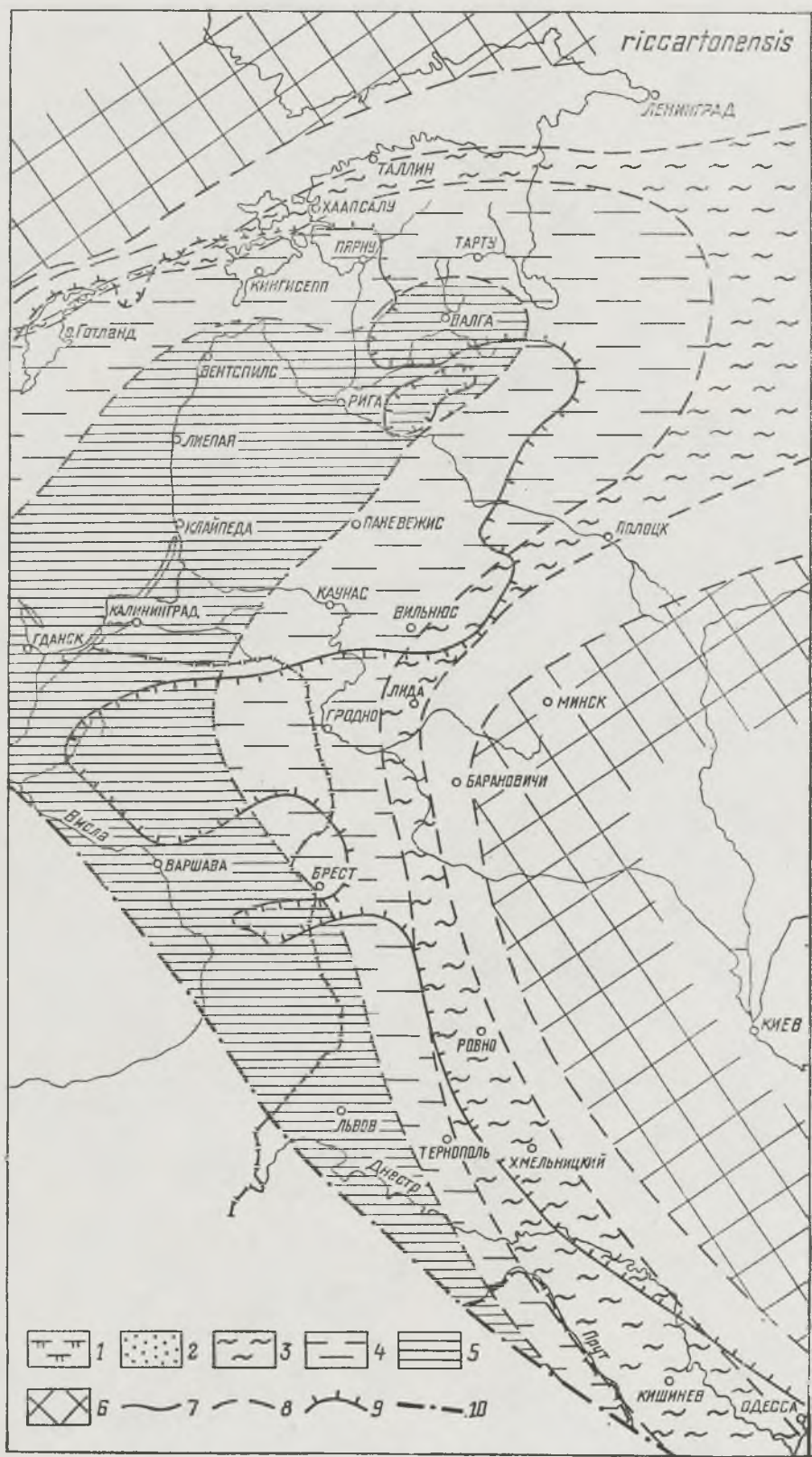
В развитии осадконакопления и условий существования биоса в обоих бассейнах наблюдается много общего, но есть и ряд немаловажных различий. Коренное различие проистекает из различной конфигурации бассейнов и обусловленного этим характера соотношения с материком, а также зависит от уклона дна моря. Балтийский бассейн представлял собой глубоко врезавшийся в Фенно-Сарматский материк широкий залив, расположенный на восточном продолжении оси Средне-Европейской геосинклинали почти вкострости простираения края платформы, тогда как Подольский бассейн располагался субмеридиально, параллельно юго-западной окраине платформы. Поэтому Балтийский бассейн имел в пределах платформы два борта: северный на южном склоне Балтийского щита и юго-восточный на северо-западном склоне Украинского щита; Подольский же бассейн располагался на платформе лишь одним северо-восточным бортом на юго-западном склоне Украинского щита. Бассейны свободно соединялись друг с другом, Белорусский выступ в силуре был слабо выражен (см. рис. 1, 2). Основные фациальные зоны непрерывно прослеживаются из Прибалтики через Брестскую впадину в Вольно-Подолью (Эйнасто, Котык, Юшкевич, 1980), поэтому некоторые исследователи вообще сомневаются в целесообразности рассматривать их как отдельные седиментационные бассейны, но приведенные ниже характерные особенности седиментации в этих регионах заставляют нас признать их относительную самостоятельность.

Оба бассейна характеризуются двумя различными батиметрическими областями, соответствующими структурно-фациальным зонам: 1) прикратонным стабильным шельфом с карбонатными отложениями лагунной (первичные алевроитско-глинистые доломиты), отменно-баровый (чистые детритовые, оолитовые, биогермные известняки) и открытошельфовой (илисто-детритовые комковатые, изменчиво-глинистые известняки) макрофациальных зон; 2) удаленной перикратонной депрессией с илово-терригенными отложениями пелагического доманикового типа (граптолитовые аргиллиты) с небольшими мощностями некомпенсированного осадконакопления и широкой переходной умеренно-глубоководной (склоновой) полосой между ними с иловыми карбонатно-глинистыми отложениями (мергели), имеющими максимальные мощности по всему батиметрическому профилю бассейна. Некоторые авторы данной статьи (Р. Эйнасто, Х. Нестор) интерпретируют вторую область и переходную зону батиметрически как батиналь, пологий материковый склон, с переходом в океанический пелагиаль, другие же (Т. Н. Корень, Т. Л. Модзалевская) считают обе эти области до края платформы относящимися к внешней, опущенной глубокой части шельфа.

Рис. 1. Палеогеографическая схема запада Восточно-Европейской платформы во время максимума силурийской трансгрессии в начале венлокского века (время *riccartonensis*).

Условные обозначения. Основные фациальные зоны: 1 — лагунная, 2 — отменно-баровая, 3 — открытошельфовая, 4 — склоновая, 5 — депрессионная, 6 — суша. Границы: 7, 8 — фациальных зон (надежно установленные и предполагаемые), 9 — денудационного среза силурийских отложений соответствующего времени, 10 — юго-западного края платформы (линии Тёрнквиста).

riccartonensis



passa

ЛЕНИНГРАД

ТАЛЛИН

ПЯРНУ

ТАРТУ

ВАЛГА

ВЕНТСПИЛС

РИГА

ШЯЧЛЯЙ

КАЛИНИНГРАД

ДАНСК

КАУНАС

ВИЛЬНЮС

МИНСК

ГРОДНО

ВЕНСЛА

БАГШАВА

БРЕСТ

КИЕВ

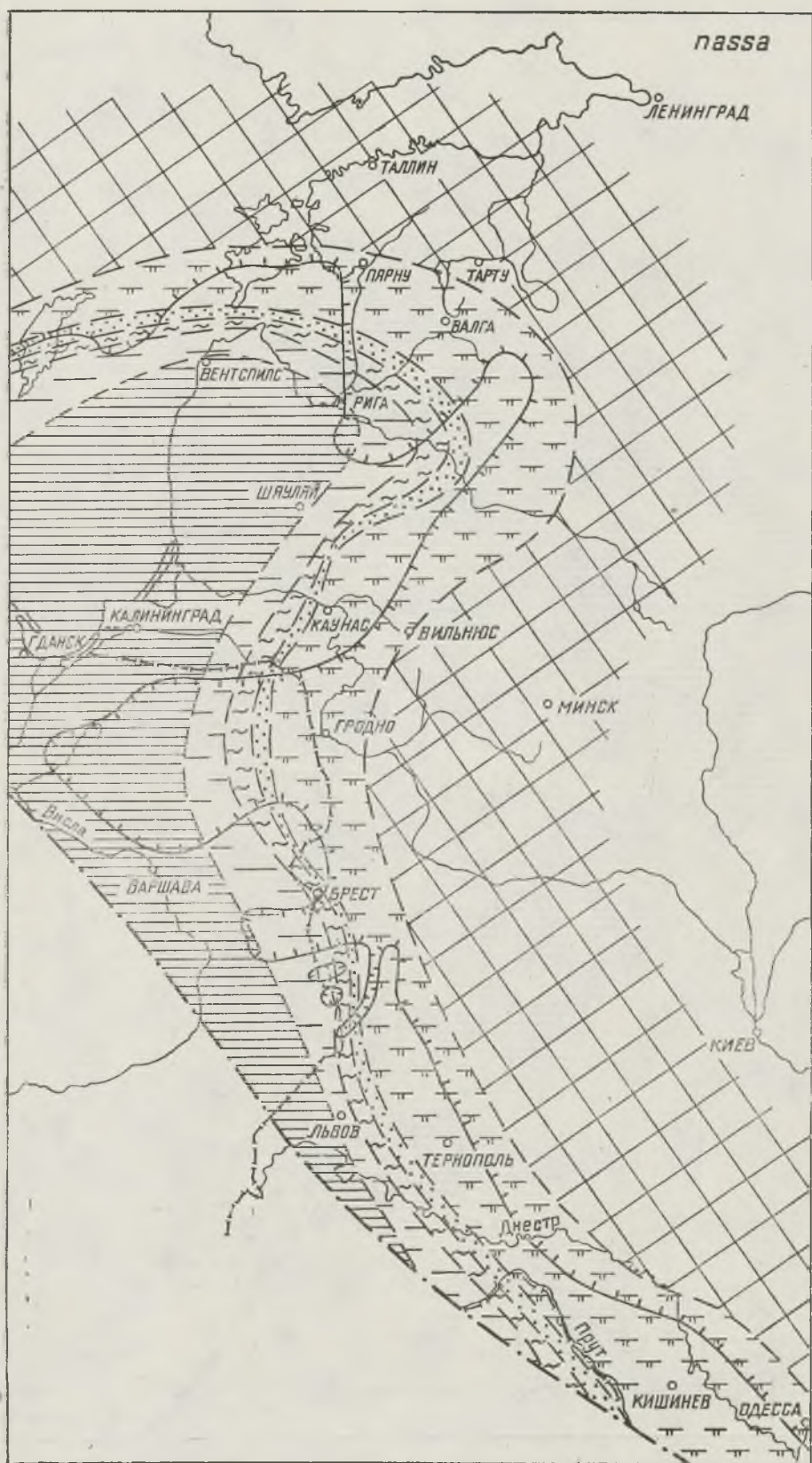
ЛЬВОВ

ТЕРНОПОЛЬ

ДНЕСТР

КИШИНЕВ

ОДЕССА



В определенных стадиях развития в обоих бассейнах отмельно-баровая зона на шельфе располагалась далеко от прибрежно-мелководной (литоральной) полосы, отгораживая значительные акватории в виде закрытого шельфа, вследствие чего указанную зону следует рассматривать как самостоятельную фациальную зону (курессаарское время в Прибалтике, скальское — в Подолии).

Различия между обоими бассейнами в палеогеографии отразились и в характере фациальной зональности: в Подолии зоны прямолинейные, относительно узкие (первые десятки километров), уклон дна заметно круче Балтийского, а амплитуда миграции фаций во времени небольшая (в течение всего силура на десятки километров); в Балтийском бассейне зоны веерообразные, непрямолинейные, существенно более широкие, мигрировали в течение силурийского периода на первые сотни километров.

Определенные различия наблюдались между этими бассейнами и в питании тонкозернистым терригенным материалом. В конце лландовери, первой половине венлока и особенно в пржидоли в Балтийском бассейне на шельфе накапливались существенно более глинистые отложения (мергели), чем в Подолии (глинистые и чистые известняки).

Немаловажные расхождения в развитии обоих бассейнов имелись в начале и конце силурийского периода. Они выражались в большой глубине размыва и длительности перерыва в Юго-Восточной Литве и Подолии в конце первого, раннесреднелландоверийского макроцикла, отложения которого в указанных районах представлены сокращенными мощностями (стачюнайская свита). Общее осадконакопление на северо-западном склоне Белорусского массива и юго-западном склоне Украинского щита началось лишь во второй половине позднего лландовери, когда силурийская трансгрессия достигла своего максимума. На южном склоне Балтийского щита и в северной части Балтийской синеклизы в течение раннего и среднего лландовери накапливались мощные толщи карбонатных и карбонатно-глинистых отложений (варбола-ская, тамсалуская, ыхнеская свиты юурского горизонта, кулламааская, саардеская свиты райккюлаского горизонта).

Прямо противоположными были тенденции развития в рассматриваемых бассейнах в конце силура: в Северной Прибалтике наблюдаются общая регрессия до полного заполнения унаследованной от ордовика Западно-Прибалтийской впадины и преддевонский перерыв, связанные с главной фазой орогенеза в каледонидах; в Подолии имеет место широкая трансгрессия (дзвенигородское время), продолжавшаяся в раннем девоне (борщовское время).

В остальной, преобладающей части силурийского периода (от конца позднего лландовери до второй половины пржидольского века) основные тенденции развития осадконакопления в обоих рассматриваемых бассейнах совпадали. В числе наиболее ярко выраженных параллельных событий геологического развития обоих бассейнов отметим следующие.

1. Максимум всей силурийской трансгрессии в раннем венлоке (соответственно тыллаская пачка яниского горизонта и рестевская под-

Рис. 2. Палеогеографическая схема запада Восточно-Европейской платформы во время максимума позднеландоверийской регрессии, роотсикюлаское время (время *nassa*).

Условные обозначения см. при рис. 1.

свита фурмановской свиты) с широким распространением удаленно-тиховодных карбонатно-глинистых отложений с устойчивой брахиоподо-трилобитово-остракодовой ассоциацией бентоса. Водоросли и кишечнополостные в этих отложениях практически отсутствуют. Среди планктонных и нектонных групп фауны превалирует хитинозоево-конодонтовая, а несколько глубже граптолитовая ассоциация (Кальо и др., 1983; Предтеченский и др., 1983).

Прибрежно-мелководные (лагунные и отмельные) отложения этого этапа развития в обоих регионах полностью уничтожены последующими денудационными процессами; отрывочно сохранились также открытошельфовые комковатые известняки. Практически на всей площади шельфа предыдущего этапа распространены мергели склонового типа (рис. 1). В это время даже в наиболее восточных разрезах Прибалтики, в пределах Латвийской седловины (скв. Алуksне и др.), накапливались относительно глубоководные монотонные глинистые илы с граптолитами, указывающие на обширность ранневенлокской трансгрессии.

Этот факт совместно с некоторыми палеонтологическими данными, полученными К. Е. Аристовой и М. И. Островским (1975), послужили основой предположения (Кальо и др., 1983) о существовании прямой связи между краевым Балтийским и внутриконтинентальным Московским бассейнами. Существование такой связи, хотя бы временной, указывает на значительное различие восточной окраины двух сравниваемых бассейнов — в Подолии соседняя суша была несомненно более высокой. Это хорошо согласуется и с более крутым уклоном дна на юго-западе платформы.

2. Медленная (при этом прерывистая) регрессия в течение последующего венлока, кульминировавшая в конце века (роотсикулаская свита Прибалтики, устьевская подсвита Подолии). На шельфе обоих бассейнов широко распространялись глинисто-карбонатные отложения открытого шельфа, а на отдельных уровнях также отмельные с органическими постройками (ягарахуская свита, мукшинская подсвита) и грубодетритовыми известковыми осадками (черченская пачка). Верх венлока в обоих бассейнах представлены доломитовыми отложениями (здесь условно принимается венлокский возраст всего роотсикулаского и баговицкого интервала, хотя, по всей вероятности, его верхи следует отнести уже к лудлову).

В открытошельфовых отложениях важную роль играли кораллово-брахиоподово-трилобитовая ассоциация бентоса и хитинозоево-конодонтовая ассоциация планктона-нектона; в конце века возрастает роль рыб и агнат. В отмельных фациях ведущее место принадлежит кораллам, строматопоратам и водорослям, в некоторых частях бассейна, в частности в Подолии, обильно встречаются морские лилии.

3. Лудловская трансгрессия началась в обоих бассейнах несколько замедленно и с некоторыми отступлениями (в химмистеских слоях паадлаской свиты, в коновской свите), максимума она достигла лишь в середине лудлова (начало удвереских слоев, сокольская свита). Начавшаяся затем постепенная регрессия кульминировала в Прибалтике в тахуласских слоях курессаареской свиты, а в Подолии в пригородокской свите. Самый конец лудлова в Прибалтике вновь носил четко выраженный трансгрессивный характер, тогда как в Подолии мелководный режим мало изменился даже после начала трансгрессии в раннем пржидоли.

В конце лудлова оба бассейна образовали обширную зону закрытого

шельфа и характеризовались широким развитием органогенных построек в некотором удалении от берега.

В групповом составе фауны в лудлове сохраняется большое разнообразие, на фоне которого местами преобладают лишь строматопорокоралловые ассоциации с появлением иногда брахиоподовой и пелециподовой доминант (*Ilionia prisca*, *Didymothyris didyma* и др.). В закрытошельфовой и отмельной обстановках наиболее адаптированными оказались остракоды, на некоторых уровнях появились также водорослево-гастроподовые ассоциации с незначительным количеством брахиопод, табулят, остракод, представленных угнетенными формами. Среди планктона и nekтона в Прибалтике существенное значение приобрели агнаты и рыбы.

Пржидольская история двух рассматриваемых бассейнов существенно различна. Кроме отмеченного выше расхождения в цикличности развития, значительно разнятся и фации бассейнов: в Прибалтике сильный привнос мелкого терригенного материала на шельф обусловил образование специфичных глинисто-карбонатных отложений (мергели с частыми прослоями и линзами разных зернистых известняков). В Подолии рашковская свита была значительно более карбонатной, чем каугатумаская в Прибалтике; в Приднестровье были широко распространены закрытошельфовые обстановки с обедненной ассоциацией биот.

На основании вышесказанного можно заключить, что в рассматриваемых бассейнах, несмотря на ряд существенных различий, проистекающих из разной конфигурации моря (заливообразной и вытянутоузкой) и разного тектонического положения, в фациальном составе и развитии, а также в составе биоты имеется много общего.

В настоящей статье мы не ставили своей целью подробное сравнение (это требует детального сопоставления конкретных разрезов с использованием всех возможных критериев корреляции), а лишь хотели отметить общие тенденции в рамках крупных стратонов, границы которых в обоих разрезах понимаются более или менее однообразно. Но и этот обзор позволяет заключить, что существуют хорошие возможности для проведения детальных сравнительных работ.

Опыт показывает, что биостратиграфические границы, в частности в шельфовых отложениях, обусловлены во многом экологическими факторами. Это хорошо прослеживается и по разрезам обоих рассматриваемых бассейнов. Поэтому сопоставление разрезов на основе палеонтологических критериев успешнее осуществляется в однофациальных отложениях разных бассейнов, чем в разнофациальных отложениях одного бассейна. Особенно остро эта проблема стоит в узких краевых бассейнах, где батиметрический характер фаций существенно меняется уже на коротких расстояниях и соответственно сильно меняется также состав ассоциаций биоса.

Имеющиеся различия осадконакопления в сравниваемых бассейнах частично были обусловлены также внебассейновыми факторами (характер источников сноса, особенности развития соседних геосинклинальных областей и т. д.), поэтому для успешного бассейнового анализа желательно провести сравнительное изучение не только других соседних бассейнов, но и суши.

ЛИТЕРАТУРА

- Аристова К. Е., Островский М. И. Обоснование раннесилурийского возраста пород в Московской синеклизе в свете актуальных проблем ее тектонического развития и нефтегазоносности. — Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 5, с. 1143—1144.
- Кальо Д. Л., Вийра В. Я., Клааманн Э. Р., Мяннийль Р. П., Мярсс Т. И., Нестор В. В., Нестор Х. Э., Рубель М. П., Сарв Л. И., Эйнасто Р. Э. Экологическая модель силурийского бассейна Восточной Прибалтики. — В кн.: Проблемы экологии фауны и флоры древних бассейнов. М., 1983, с. 43—61.
- ✓ Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Фациально-седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 89—121.
- Предтеченский Н. Н., Корень Т. Н., Модзалевская Т. Л., Никифорова О. И., Бергер А. Я., Абушик А. Ф. Цикличность осадконакопления и смена экологических комплексов фауны в силуре Подолии. — В кн.: Проблемы экологии фауны и флоры древних бассейнов. М., 1983, с. 61—74.
- Сеславинский К. Б. Климаты и глобальные климатические пояса ордовика и силура. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 98—112.
- ✓ Эйнасто Р. Э. Основные стадии развития и фациальные модели силурийского краевого бассейна Балтики. — В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, 1985, с. 37—54.
- ✓ Эйнасто Р. Э., Котык В. А., Юшкевич В. И. Формационная зональность в силурийских краевых бассейнах запада Русской платформы. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М., 1980, с. 228—242.
- Jaeger H. Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung. — Nova acta Leopold., n. Folge, 1976, Bd. 45, N 224, S. 263—299. (Kossmat-Symp.).
- Tomczykowa E., Tomczyk H. Stratigraphy of the Polish Silurian and Lower Devonian and development of the Proto-Tethys. — Acta paleontol. pol., 1979, vol. 24, No. 1, p. 165—183.

Институт геологии АН ЭССР,
Таллин;
Всесоюзный научно-исследовательский
геологический институт, Ленинград

ОПЫТ РЕКОНСТРУКЦИИ ЯРУГСКИХ И МАЛИНОВЕЦКИХ (СИЛУР ПОДОЛИИ) ДОННЫХ СООБЩЕСТВ

В. П. ГРИЦЕНКО, А. А. ИЩЕНКО, Л. И. КОНСТАНТИНЕНКО

Территория Подолии в силуре являлась частью шельфа периконтинентального морского бассейна, занимавшего западный склон Русской платформы. Осадконакопление в этом бассейне носило четко выраженный циклический характер. Осадки, сформировавшиеся в течение крупных циклов седиментации (мегациклов), согласно новой схеме стратиграфического расчленения разреза, предложенной П. Д. Цегельнюком (1980а, б), объединены в серии — яругскую, малиновецкую и ружинскую, которые состоят из свит, отражающих смену фациальных условий на Подольском участке шельфа. Фациальная зональность этого участка в основном соответствует фациальной модели, разработанной для силурийского Палеобалтийского бассейна (Кальо, ред., 1977). В течение каждого седиментационного мегацикла происходила смена обстановок осадконакопления от открытошельфовых до прибрежно-лагунных. В яругское и малиновецкое время на исследованной территории осадки отлагались в открытошельфовых, отмельных (баровых), закрытошельфовых и прибрежно-лагунных зонах (рис. 1).

Состав и структура сообществ организмов, обитавших в разных фациальных зонах Подольского шельфа, весьма различны. Сообщества каждой зоны имели свои специфические особенности, все разнообразие которых может быть сведено к нескольким обобщенным группам. При этом следует заметить, что авторами изучались не все компоненты донных сообществ. Из первичных продуцентов охарактеризованы бентосные водоросли, из консументов — трилобиты (подвижный бентос) и кораллы (прикрепленный бентос).

Первые доступные для изучения силурийские сообщества существовали на Подольском шельфе в теремцовское время (поздний ллан-довери). К сожалению, осадки этого времени сохранились только в виде изолированных останцов пород мощностью не более 0,5 м, сложенных глинистыми известняками, в которых обнаружены немногочисленные остатки организмов, позволяющие сделать вывод, что в сообщества бентосных организмов входили зеленые сифоновые водоросли вермипореллы, коралл *Palaeophyllum fasciculat* и др., трилобиты — *Calymene* cf. *frontosa*, *Acernaspis* sp., *Sphaerexochus calvus*, *Encrinurus* sp. — и брахиоподы. По наличию остатков зеленых водорослей, обитавших преимущественно в хорошо освещенных участках шельфа, и по автохтонному характеру накопления остатков в ориктоценозах можно предположить, что донные сообщества занимали неглубокие участки морского дна в пределах зоны слабых волнений.

В рестевское время существовали своеобразные сообщества донных организмов, основными местообитаниями которых были биотопы в открытошельфовой зоне, в той ее части, которая примыкала к континентальному склону. Осадки, отлагавшиеся в это время, составляют

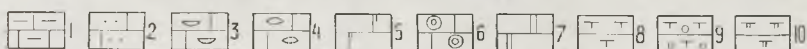
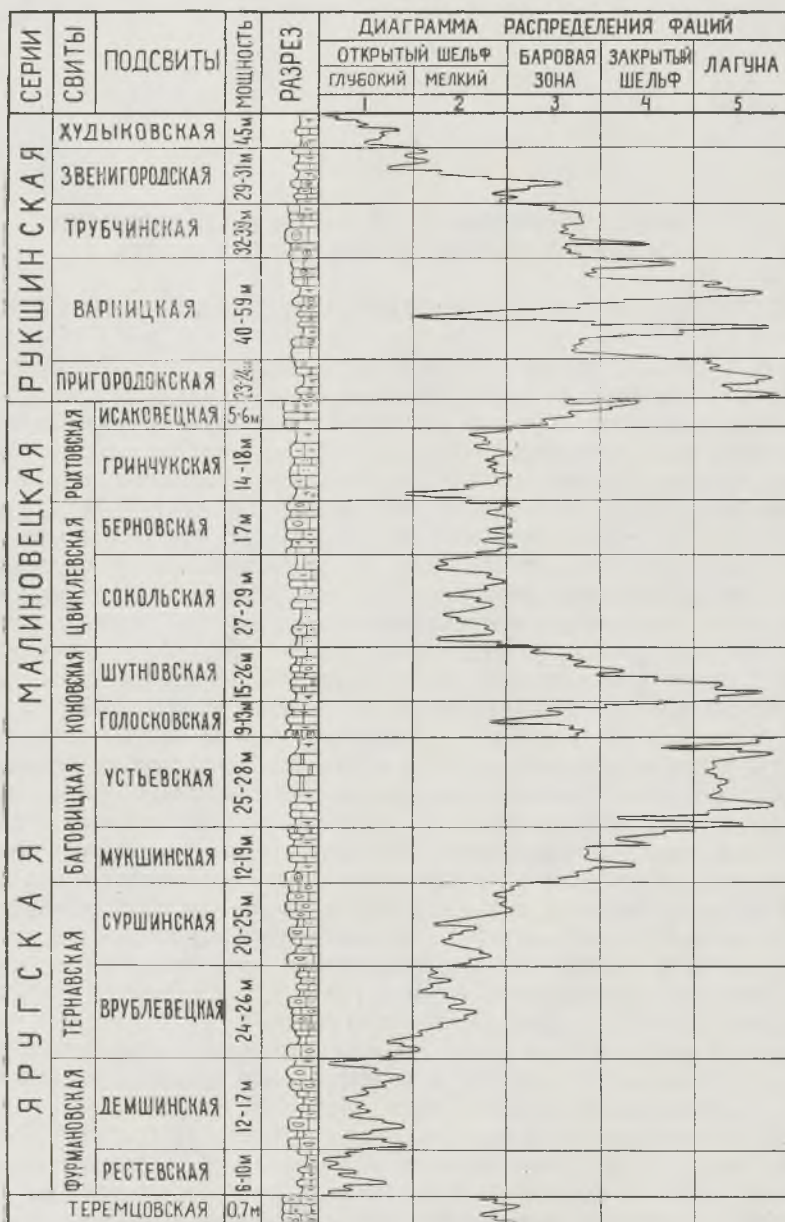


Рис. 1. Динамика фаций силура Подолии.
Известняки: 1 — глинистые, 2 — мелкокомковатые, 3 — среднекомковатые, 4 — крупнокомковатые, 5 — доломитистые, 6 — строматопорово-коралловые (биогермные); 7 — доломиты, 8 — мергели, 9 — мергели с комками известняка, 10 — домериты.

нижнюю часть фурмановской свиты. Они имеют мощность до 10 м и представлены часто чередующимися прослоями мергелей и глинистых известняков.

Основными продуцентами рестевских донных сообществ были сине-зеленые водоросли. Их остатки захоронены в глинистых известняках в прижизненном положении. В детритовом материале известняков отмечаются также многочисленные остатки зеленых водорослей *Rhabdoporella pachyderma*, *Rh. stolleyi*, но изолированность их остатков, фрагментарность обломков и беспорядочное размещение в осадке свидетельствуют о длительной транспортировке из других, более мелководных участков шельфа, где условия освещенности и твердое дно были более благоприятными для их роста. Сине-зеленые и гирванелловые водоросли (*Girvanella media*), погребенные в иле, вероятно, были основным источником органического материала для трилобитов, представленных многочисленными особями родов *Calymene*, *Bumastus*, *Dalmanites* и др. Их остатки в рестевских отложениях образуют линзовидные прослои, состоящие из глинистого известняка с многочисленными целыми панцирями. Морфологические особенности панцирей свидетельствуют об обитании трилобитов в поверхностных слоях ила.

Неподвижный бентос рестевских донных сообществ был представлен в основном брахиоподами и криноидеями. В целом сообщества были малочисленными по таксономическому составу. По площади открытошельфовой зоны они были размещены крайне неравномерно.

В демшинское время в связи с постепенным медленным обмелением бассейна на изученной площади происходило накопление глинисто-детритовых известняков зоны открытого шельфа. Несколько возросла роль рабдопорелловых зеленых водорослей как основных продуцентов органического вещества, и, видимо, значительно увеличилась их биомасса, судя по возросшему количеству обызвествленных остатков водорослей в породах. Это послужило, наряду с изменением экологической обстановки, дополнительным стимулом для бурного развития трилобитов. В добавление к указанным в рестевском сообществе формам, в демшинском появились энкринуриды, проетиды и одонтоплеуриды. Кораллы в демшинское время представлены вначале мелкими одиночными ругозами *Syringaxon siluriense* и др., а затем крупными линзовидными полипняками табулят и гелиолитид: *Thecia minor*, *Propora tubulata*.

В тернавское время значительно возросло количество и биомасса сине-зеленых и зеленых водорослей, вероятно покрывавших сплошным ковром отмельные участки шельфа. Это благоприятно сказалось на развитии биоты. Значительно улучшились условия аэрации, в морской воде повысилось содержание органического материала. Характер субстрата — детритовый материал различной размерности — способствовал закреплению заростков водорослей и их расселению. В породах хорошо сохранились многочисленные остатки гирванелл (*Girvanella proluxa*, *G. pusilla*, *G. sarmenta*) и рабдопорелл, отмечавшихся ранее. Количество трилобитов также значительно увеличилось, но при этом сократилось их таксономическое разнообразие. Главную роль в сообществах тернавского времени играли крупные особи с прочным панцирем, приспособленные к существованию в гидродинамически активной среде, в частности *Calymene blumenbachi*, *Encrinurus punctatus*, *Eorhacops* sp. 1, *Dalmanites* cf. *caudatus*. Значительно разнообразнее стали и книдарии: одиночные ругозы с ризоидами — *Ketophyllum*

pseudoannulatum, караваяеобразные полипняки *Thecia podolica* и других табулят, цепочечные полипняки *Cystihalysites mirabilis*, кустистые *Syringopora novella*, линзовидные ценостеумы строматопорат *Pseudolabechia gorskyi*, *Stelodictyon dense*.

Увеличение гидродинамической активности среды в конце суршинского времени в связи с продолжающейся регрессией моря способствовало процветанию водорослей и кораллов и значительному уменьшению в сообществах количества трилобитов. В суршинское время сохранились только представители родов *Calymene*, *Proetus*, *Encrinurus*. Сообщества организмов в это время были распределены по площади небольшими группами с переходом к локальным скоплениям, что является, по нашему мнению, проявлением тенденции к биогермообразованию.

Еще более благоприятные условия для развития биоты создались в начале баговицкого времени. Наметившаяся в конце суршинского времени тенденция к пространственному закреплению популяций бентосных организмов была реализована в прибрежно-морских биотопах, где, в условиях прекрасной освещенности, уменьшения количества илистых частиц в воде, повышенной температуры воды вследствие ее прогрева, в отмельной зоне шельфа начался бурный рост известковидных водорослей: *Wetheredella silurica*, *W. multiforma*, *Rothpletzella gotlandica*, *R. munthei*, *Spongiostroma holmi*, *Sp. balticum*, *Hedstroemia bifilosa* и др.

Популяции многочисленных и разнообразных кораллов и строматопорат, населяющих эти биотопы, совместно с известковидными водорослями образовывали прочные органогенные постройки, сохранившиеся в баговицких отложениях в виде биогермов. Каркасообразователями в них были кишечнополостные и водоросли. Кроме того, сине-зеленые водоросли являлись цементаторами и деструкторами обломочного материала.

Среди кораллов и строматопорат преобладают массивные и ветвистые колонии линзовидной, караваяеобразной и особенно корковидной формы. Наиболее часто встречаются строматопораты с линзовидными и стелющимися корковидными ценостеумами: *Labechia conferta*, *Pseudolabechia nikiforovae*, *Clathrodiction mukschensis* и др., ветвистые и массивные ругозы *Acervularia ananas*, ветвистые, корковидные и шарообразные табуляты *Thecia confluens*, *Th. saaremica*, *Paleofavosites alveolaris*.

Популяции трилобитов в это время были приурочены в основном к межбиогермным и лагунным отложениям и состояли из незначительного количества проетид (*Warburgella* sp., *Proetus* sp.), образовывавших местами массовые скопления, и редких калименид и энкринурид. В этих же фациальных обстановках формировались заросли водорослей с крупными неминерализованными разветвленными слоевищами — хетокладусов и бутотрефисов.

В начале малиновецкого мегацикла осадконакопления (коновское время), после перерыва, сменившего лагуны устьевского времени, которым завершился яругский макроцикл, мелководные отмельные участки шельфа вновь заняли пространственно стабильные высокопродуктивные сообщества организмов, формировавших органогенные постройки, однако видовой и количественный состав продуцентов в них был намного беднее состава продуцентов в мукшинских биогермах. Здесь в основном преобладали *Wetheredella silurica*, *Rothpletzella gotlandica*, *R. munthei*, *Sokolella polymorpha*, *Solenopora filiformis*. Кишеч-

нополостные были представлены разнообразными формами *Lophiostroma schmidtii*, *Clathrodictyon mohicanum*, *Parallelostroma communis* и другими строматопоратами. Многочисленны были табуляты *Paleofavosites alveolaris*, *Mesofavosites alveolitoides konovskiensis*, *Thecia saaremica*. Два последних вида совместно с ацервуляриями *Acervularia sokolensis* и строматопоратами формировали каркас органогенных построек. В межбиогермных участках шельфа существовали многочисленные популяции трилобитов. Наиболее представительными были роды *Calymene*, *Papillicalymene*, *Proetus*, *Encrinurus*, *Bumastus*.

В последующее цвиклевское (= сокольское и берновское) время таксономическое разнообразие продуцентов резко сократилось. Возможно, это было следствием ухудшения условий для фотосинтеза в углубившемся бассейне и большего привноса терригенного материала в связи с расширением трансгрессии. В осадках этого временного интервала обнаружены только плохо сохранившиеся остатки гирванелл и мелкие фрагменты рабдопорелл.

Значительно беднеет также коралловый комплекс. Для фаций открытого шельфа характерны только крупные полипняки табулят *Favosites pseudoforbessi* (= *F. subgothlandicus*), ценостеумы строматопорат *Parallelostroma malinovzyensis* вместе с одиночными ругозами, среди которых преобладали *Phaulactis cyathophylloides*. Распределение прикрепленных организмов по площади было относительно равномерным, но редким. Вместе с тем фауляктисы местами образовывали небольшие скопления.

Для цвиклевского времени характерны также многочисленные трилобиты, обладавшие крупными панцирями, — *Calymene spectabilis*, *Encrinurus macrourus*, *Frammia* sp. и др. Их популяции были размещены на площади шельфа относительно равномерно.

В гринчукское время седиментационный бассейн мигрировал на запад. В исследованных в Подолии разрезах вскрыты фации от открытошельфовых до отменных и лагунных (исаковецкое время). В бассейне происходило интенсивное накопление глинисто-карбонатного материала. Вода периодически насыщалась взвесью глинистых частиц, что создавало определенные затруднения для процессов фотосинтеза. Кроме того, мягкий грунт препятствовал прикреплению водорослей. В результате изредка формировались только небольшие дерновины сине-зеленых водорослей. На этом этапе отмечается разрыв прямой корреляционной связи между продуцентами и консументами. Количество и разнообразие продуцентов — водорослей — резко сократилось, а консументы высокого трофического уровня — кишечнополостные — были весьма обильными и заняли почти все биотопы гринчукского шельфа. По сравнению с предыдущими этапами они характеризуются наибольшим таксономическим разнообразием и богатством жизненных форм. По площади шельфа были повсеместно равномерно распределены колониальные и одиночные ругозы *Stereoxyloides pseudodiantus*, *Weissermelia lindstroemi*, *Cantrillia minima*, *Phaulactis cyathophylloides*. Среди табулят наиболее многочисленными были *Tuvaelites* sp. Строматопораты были представлены в основном крупными ценостеумами линзовидной формы *Parallelostroma lamellosum*. В конце гринчукского времени в результате интенсивного обмеления в осадках увеличилось количество и размер детрита, на шельфе формировались «коралловые луга», состоящие из линзовидных полипняков *Favosites pseudoforbessi*, *Saaremolites* sp., и заросли из *Cystihalysites* sp. *Taxopora* sp. В это же время формировались небольшие биогерп-

ХАРАКТЕРИСТИКА СООБЩЕСТВ СВИТЫ, ПОДСВИТЫ	ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА	РАСПРЕДЕЛЕНИЕ	ЭДИФИКАТОРЫ	ПЛОТНОСТЬ ПОПУЛЯЦИИ	ЭКОТИПЫ	КОЛИЧЕСТВО ТАКСОНОВ
ИСАКОВЕЦКАЯ	3-4	.		Н		
ГРИНЧУКСКАЯ	2			В		
БЕРНОВСКАЯ	2-3			В		
СОКОЛЬСКАЯ	2			С		
ШУТНОВСКАЯ	3-5			В		
ГОЛОСКОВСКАЯ	3			В		
УСТЬЕВСКАЯ	5	.		Н		
МУКШИНСКАЯ	3-4			В		
ТЕРНАВСКАЯ	2			С		
ФУРМАНОВСКАЯ	1			В		

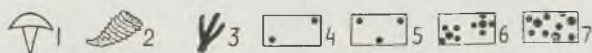


Рис. 2. Характеристика некоторых компонентов силурийских донных сообществ Подолии:

1 — трилобиты, 2 — кораллы, 3 — водоросли. Распределение популяций в сообществах: 4 — нерегулярное (случайное), 5 — равномерное, 6 — групповое, 7 — комбинированное. Плотность популяций: Н — низкая, С — средняя, В — высокая.

мы, основными каркасообразователями в которых были строматопораты и *Syringoheliolites contrarius*.

На всей площади гринчукского шельфа были равномерно размещены популяции трилобитов. Изредка они образовывали многочисленные скопления, представленные проетидами, энкринуридами и бумастидами. В осадках чаще других встречаются остатки *Proetus signatus*, *Encrinurus macrourus*, *Frammia* sp., *Bumastus* sp.

Исаковецкое время завершает малиновецкий седиментационный мегацикл. Обнаружение мелкозернистых вторичных доломитов с ядрами гастропод, трилобитов, брахиопод и с водорослевыми онколитами свидетельствует о мелководных и относительно благоприятных для существования сообществ условиях, но сильная доломитизация пород не позволяет определить таксономическую принадлежность остатков.

Приведенные выше результаты изучения некоторых компонентов силурийских донных сообществ позволяют выявить их латеральную

и временную последовательность. Их размещение в значительной степени определялось фаціальными условиями и особенностями распределения и размещения продуцентов. Водоросли образовывали отдельные скопления, дерновины, заросли, размещавшиеся параллельно береговой линии, или отдельные луга на отмельных, наиболее освещенных участках шельфа.

Популяции кораллов в сообществах формировали многовидовые стабильные поселения с границами, зависящими от фаціальных условий. Плотность коралловых популяций была обусловлена многими факторами, и в первую очередь трофическими ресурсами. Наиболее плотными и разнообразными по составу были ассоциации мелководий баровой зоны (биогермов).

Трилобиты обладали способностью приспосабливаться к различным условиям обитания, но наиболее оптимальными для них были фации глубокого шельфа, где они преобладали по количеству и составу.

Обобщенные характеристики яругских и малиновецких, смешанных по составу сообществ донных организмов приведены на рис. 2.

Изложенными краткими сведениями не исчерпывается все разнообразие компонентов силурийских донных сообществ Подолии. Дальнейшие работы по их изучению позволят получить дополнительную информацию для биостратиграфических построений.

ЛИТЕРАТУРА

- Кальо Д. Л. (ред.). Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977. 285 с.
Цегельнюк П. Д. Рукшинская и цыганская серии (верхний силур—нижний девон) Подолии и Волыни. Киев, препринт 80—1, 1980 а. 53 с.
Цегельнюк П. Д. Яругская и малиновецкая серии (нижний—верхний силур) Подолии и Волыни. Киев, препринт 80-2, 1980 б. 52 с.

Институт геологических наук
УССР, Киев

СООБЩЕСТВА И БИОЗОНАЛЬНОСТЬ ТАБУЛЯТОМОРФНЫХ КОРАЛЛОВ СИЛУРА ПРИБАЛТИКИ

Э. Р. КЛААМАНН

Закономерное распределение ископаемой фауны вкрест фациальной зональности силурийского бассейна Балтики (Кальо, Клааманн, ред., 1982) не позволяет нам разделить скептицизм некоторых современных морских биологов в отношении того, что понятие «сообщество» представляет собой лишь теоретическую абстракцию и ее обоснованность определяется только характером изучаемых таксонов и эрудицией исследователя (Bloome et al., 1972). Наш опыт, основывающийся на исследовании материала из разных районов Прибалтики и Скандинавии, не оставляет сомнения, что в конкретные этапы развития силурийского бассейна к определенным отложениям и батиметрически одинаковым участкам морского дна были приурочены наборы кораллов близкой групповой структуры, сходного таксономического состава и даже с определенной преобладающей формой полипняка. И хотя взаимная связь таких различных по составу, рангу и внутренней структуре группировок еще недостаточно выявлена, в их наличии автор видит не просто континуальное распределение одной группы сессильного бентоса, а подтверждение существования в силуре коралловых сообществ. На их формирование повлияли в первую очередь абиотические факторы, в частности ландшафтный и гидродинамический, о чем свидетельствует прямая связь между количеством сообществ и фациальной дифференцированностью: чем ярче была в каком-то отрезке времени выражена фациальная зональность, тем больше было и коралловых сообществ (см. рис.). Таким образом, согласно примененной в настоящей работе трактовке, сообщество представляет собой поселение совместно обитающих кораллов со сходными экологическими требованиями. Однако, подчеркивая значение фациального контроля, мы далеки от того, чтобы отрицать значимость эволюционного уровня развития табулятоморфных кораллов и зоогеографических особенностей бассейна, в каждом конкретном случае определявших качественное содержание сообщества.

Выделенные сообщества являются сообществами одного филума. С позиций биоценологического подхода такие монотаксонные сообщества могут вызвать критику (Martinsson, 1976). Между тем в палеоэкологических исследованиях сообществ морских беспозвоночных аналогичная трактовка встречается весьма часто. В качестве примера можно привести обобщающие работы по послеледниковым сообществам двустворчатых моллюсков северо-западного шельфа Японского моря (Евсеев, 1979, 1981), из которых в несколько перефразированном виде и взято вышеприведенное определение сообщества. Указанные исследования не оставляют сомнения в том, что анализ монотаксонных сообществ является эффективным орудием на первых этапах познания палеобиоценозов.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СООБЩЕСТВ

Установленные к настоящему времени сообщества табулят силурийского бассейна Прибалтики сведены на рисунке, построенном по стратиграфическому (последовательность по вертикали) и фациальному (последовательность по горизонтали) принципам. Названия фациальных зон восходят к известной фациальной модели бассейна, разработанной Х. Э. Нестором и Р. Э. Эйнасто (1977).

В условиях Прибалтики невозможно с одинаковой полнотой характеризовать роль табулятоморфных кораллов во всех палеоэкосистемах, поскольку отложения разных фациальных зон представлены в разрезе неравномерно. Особенно скудны данные о кораллах более удаленных от берега участков силурийского бассейна, расположенных в настоящее время в районе глубокого залегания отложений. Материал, попадающий в керн глубоких бурений, случайный и неполно отражает таксономический состав и количественные соотношения разных групп древних книдарий относительно глубоководных сообществ. Поэтому в интересах достижения более достоверной картины распределения табулятоморфных кораллов по фациям северного борта силурийского бассейна Балтики необходимо привлечь к анализу и материал с о-ва Готланд, где эрозионный срез расположен под углом к фациальным зонам, обнажая разнотипные, а в ряде случаев и более глубоководные отложения, чем на выходах Северной Прибалтики. Именно благодаря готландскому материалу удалось установить последовательность коралловых сообществ в среднем—позднем венлоке и лудлове от лагуны до склона, т. е. по всей ширине фациальной гаммы, где могли обитать табуляты (Клааманн, 1982).

Меньше всего пока информации о кораллах лагунной экосистемы. Соответствующие отложения, как правило, размыты послесилурийской эрозией. Лагунные сообщества известны только с эпох наиболее сильных регрессий бассейна (конец венлока, поздний силур), когда прибрежные фации переместились на юг, на территорию современной Прибалтики.

Лагунные сообщества табулятоморфных кораллов отличаются таксономическим однообразием (представлен один вид, но в массовом количестве) и цилиндрической либо пластинчатой формой полипняков. В качестве примера назову сообщество *Riphaeolites lamelliformis*, появившееся в лагунах Палеобалтийского бассейна в середине венлока, и сообщество *Parastriatopora commutabilis* роотсикюлаского времени (конец венлока). Табуляты населяли равномерно не всю лагунную фацию, а лишь ее самую мористую сторону, куда попадали и представители наиболее эврибионтных кораллов конкретного отрезка времени, например мелкие шаровидные колонии *Favosites similis* и *F. forbesi* в сообществе *P. commutabilis*. В большей части лагуны условия жизни были для табулят неблагоприятными.

Оптимальной для кораллов оказалась **отдельная фация** и непосредственно граничившая с ней часть открытого шельфа. Таксономическое разнообразие табулят здесь было максимальным. Например, в раннем лландовери, во второй половине юрусского времени, отдельная экосистема охватывала более 90% всех видов табулят, существовавших в это время в северной части бассейна. На отмели яагарахуского (середина венлока) и паадлаского времен (лудлов) этот процент был несколько меньше, но все-таки оставался достаточно значительным — около 80.

Рифообразующая способность табулят проявилась в основном в отмельной фациальной зоне. Вместе со строматопоратами и известковыми водорослями они образовали здесь довольно крупные биогермы и рифы, с максимальным поперечником более километра и мощностью в 10—15 м. Основным районом рифообразования были отмельные седиментационные барьеры, которые в течение всего силурийского периода образовывали хорошо выдержанные полосы, почти параллельные береговой линии Фенно-Сарматской суши. Главным образом в венлоке и лудлове здесь сформировались различные органогенные постройки. Отмельные барьеры этого времени несколько напоминали современные рифовые барьеры (Klaamann, Einasto, 1982).

Отмельная фациальная зона со своими многочисленными экологическими нишами содействовала быстрой дивергенции обитавших здесь организмов. В этом смысле она служила как бы генератором формообразования. Действительно, многие новые таксоны табулят в силурийском бассейне Балтики сначала появились в отмельных сообществах и лишь затем распространились в соседние фациальные зоны. Конкретными примерами могут служить появление рода *Mesofavosites* в отмельной экосистеме конца ордовика, первое появление родов *Multisolenia*, *Parastriatorpora* и *Syringopora* в отмельной полосе бассейна райккюлаского времени (средний лландовери) и начало расцвета фавозитов там же. Общая групповая структура отмельных сообществ табулят хорошо отражает влияние эволюционного фактора на состав сообществ. Так, в раннелландоверийских сообществах доминировали палео- и мезофавозиты, которые в позднеелландоверийских замещались фавозитами, в дальнейшем (в позднем силуре) давшими ряд доминантных видовых группировок. Несмотря на разнообразие экологических условий и наличие большого количества видов, число сообществ табулят в отмельной экосистеме в разные периоды развития бассейна не превышало двух. Одно из них было приурочено к внутренней, другое — к внешней части отмели. Сообщества внутренней части отмели со времен трансгрессий не сохранились, поскольку соответствующая фация переместилась к северу, в район будущего эрозионного среза. В моменты более интенсивного рифообразования (ранний и средний лландовери, середина венлока, ранний лудлов) заметны некоторые различия в таксономической структуре кораллов-рифостроителей и обитателей около- или межрифового пространства, но они слишком незначительны, чтобы можно было говорить о различных сообществах. В силуре Прибалтики в органогенных постройках, как правило, доминировали не какие-либо специфические таксоны узкой фациальной толерантности, а наиболее эвритопные виды соответствующего времени.

Преобладающая жизненная форма* отмельных табулят — полусфера, неправильный желвак, толстый цилиндр, куст с тесной упаковкой кораллитов.

Открытошельфовые сообщества табулят мало отличаются от отмельных по таксономическому разнообразию и составу. Нередко сообщества внешней части отмели распространялись и на открытый шельф (см. рис.). Особенностью открытошельфовых коралловых сообществ является отсутствие явных доминантов: здесь в одинако-

* Понятие «жизненная форма» применяется не в трактовке неонтологов (напр., Алеев, Бурдак, 1982), а в смысле, вложенном в него Б. В. Преображенским (1975).

вом количестве представлены многие виды (табл. 1—3). Колонии размещались на морском дне рассеянно, редко образуя скопления. Органические постройки были небольшие и представляли собой бугры, сложенные главным образом илистым материалом, в который были заключены лепешковидные, кустистые или корковидные колонии фавозитов, сиригнопорид, хализитид с широко разветвленными цепочками кораллитов. Многочисленнее, чем в любых других сообществах, были представлены гелиолитиды. В Северной Прибалтике открытошelfовые сообщества известны преимущественно в районах более глубокого залегания силурийских отложений; в полосе выходов они представлены стадиями наиболее существенных трансгрессий. Открытошelfовым сообществам было свойственно наличие большого количества космополитных видов, особенно в позднем силуре, когда они стали доминирующими.

Склоновых сообществ табулятоморфных кораллов пока установлено мало. Они несколько сходны с лагунными в том, что таксономически они также монотонны и сложены представителями одного-двух видов. Обитали они, вероятно, не повсеместно, ограничиваясь верхней частью склона. Основная жизненная форма — шар или диск у фавозитов (они преимущественно крупноячеистые), плоская полусфера или сравнительно толстая веточка у гелиолитид (пропорид). Изредка возможны небольшие скопления в виде маломощных биостром, например из ветвистых пропорид в мергелях Мульде (силур о-ва Готланд). Доминанты склоновых сообществ весьма устойчивы во времени: вид-индекс ранневенлокского сообщества *Favosites gothlandicus* сохраняет свое доминирующее положение и в аналогичных фациях раннего лудлова (мергели Хемсе о-ва Готланд).

В депрессионной фациальной зоне табуляты не обитали.

ОПИСАНИЕ СООБЩЕСТВ

Установленные к настоящему времени в силуре Северной Прибалтики 172 вида табулят и гелиолитид распределяются по 25 сообществам, большинство из которых было приурочено к отмельной фациальной зоне (см. рис.). Таксономический состав сообществ приведен в трех таблицах, составленных по лландовери (табл. 1), венлоку (табл. 2) и верхнему силуру (табл. 3). В таблицах в трехбалльной системе отражены и количественные соотношения таксонов: редко (Р), умеренно часто (У), многочисленно (М). Наиболее характерные черты сообществ будут кратко изложены в последующих ниже диагнозах.

Сообщество *Acidolites lateseptatus*.

Древнейшее в Прибалтике силурийское сообщество мелкочаеистых палеофавозитов и гелиолитид, доминирующая роль в котором по количеству особей принадлежала последним. Небольшие комко- или корковидные колонии вместе со строматопоратами и ругозами сосредоточены в глинисто-карбонатных отложениях комковатой текстуры, содержащих скопления брахиопод *Zygospiraella duboisi* и *Stricklandia lens* (варболаская свита). Сообщество умеренно дифференцированное; приблизительно 50% из вошедших в него видов составляют палеофавозиты, широко распространившиеся в раннесилурийских бассейнах Северного полушария. В Прибалтике, постепенно убывая по численности, они встречаются в коралловых сообществах до

Ярус	Горизонт	Лагуна	О т м е л ь		Открытый шельф	Склон	Депрессия
			Внутренняя часть	Внешняя часть			
S ₂ dw	K ₄		Favosites ohesaarensis - F. effusus				
	K _{3b}		„F.“ eichwaldi				
S ₂ ld	K _{3a}		Syringopora blanda Favosites muratsiensis				
	K ₂		„Paleofavosites“ moribundus Favosites forbesi				
S ₁ w	K ₁	Parastriatopora commutabilis	Laceripora cribrosa-Parastriatopora coreaniformis Dnestrites			Halysites laticatenatus- Favosites gothlandicus	
	J ₂	Riphaeolites lamelliformis	Thecia swindereniana - Favosites subgothlandicus Halysites crassus				
	J ₁		Paleofavosites tersus - Halysites klintebergensis Paleofavosites asper				
S ₁ ln	H		Halysites junior - Paleofavosites tersus Favosites mirandus			Favosites gothlandicus	
	G ₃		Halysites senior				
	G _{I-II}		Angopora hisingeri Mesofavosites obliquus - Favosites favosus				
			Parastriatopora celebrata				
			Paleofavosites karinensis				
			Mesofavosites fleximurinus- Paleofavosites paulus Catenipora martinssoni				
			Acidolites lateseptatus				

Табуляторы кораллов нет.

Распространение коралловых сообществ силура Прибалтики во времени и по фациальным зонам бассейна.

конца лландоверийского века (табл. 1). Сообщество обитало на илистом грунте, в сравнительно тиховодных условиях открытого шельфа, предъявляя к среде приблизительно такие же требования, что и брахиоподовое сообщество *Stricklandia—Zygospiraella* (Кальо, Рубель, 1982). В типичном виде сообщество представлено в обнажениях Вахтрепа (о-в Хийумаа), Оэла и Койги.

Сообщество *Mesofavosites fleximurinus—Paleofavosites paulus*

Сильнодифференцированное сообщество палео- и мезофавозитов, отражающее расцвет рода *Mesofavosites*, представители которого вместе с некоторыми видами *Paleofavosites* (*Pf. primus*, *Pf. mirus*) составляют доминанты (табл. 1). Сообщество обитало в полосе интенсивной волновой деятельности, на грунтах раковинного песка отменной фациальной зоны, ассоциируясь с брахиоподовым сообществом *Borealis borealis*. В пределах бореалисовой банки (таммикуская пачка) табуляты распределены рассеянно, не образуя органогенных построек. Они нередко захоронены в перевернутом виде. Вне банки (хиллистская пачка) табуляты вместе со строматопоратами и ругозами сложили небольшие биогермы, основными строителями которых чаще всего были наиболее эвритоппные раннесилурийские палеофавозиты *Paleofavosites paulus*, *Pf. balticus*, *Pf. forbesiformis*, *Pf. limbergensis* и явные рифолубы *Mesofavosites dualis*, *Mf. fleximurinus* и *Mf. fortis*. Местами наблюдаются большие скопления аулоцистид *Ramusculipora* sp. (Аалоз, Нестор, 1977). В наиболее полном виде сообщество представлено в Хиллисте, Сарве, Кассари, Рохукюла и Эйглакюла.

Сообщество *Paleofavosites karinuensis*

Слабодифференцированное сообщество (табл. 1) с одним явным доминантом (вид-индекс). Пока обнаружено только в сгустковых известняках (каринуская пачка), следующих непосредственно за ракушняком с *Borealis borealis* в полосе их выхода и интерпретированных как отложения позднеюруской отмели. Полипняки небольшие по размерам, комко- и корковидные, иногда обкатанные. Последнее обстоятельство настораживает и наводит на мысль, что при захоронении в подвижноводной среде могло происходить заметное искажение первичной плотности сообщества и количественных соотношений его составляющих. Сообщество наиболее полно представлено в верхней части разреза карьера Карину.

Сообщество *Catenipora martinssoni*

Сообщество установлено бурением в Центральной Эстонии, в полосе, пролегающей от Курси через Кабала и Выхма до Пярну, где приурочено к глинистым комковатым известнякам преимущественно верхней части юруского горизонта. Обитало на открытом шельфе, но единичные экземпляры номинального вида найдены также в содержащих мелкий, неотсортированный детрит мергелях, вероятно, склоновой фациальной зоны. Дифференцированность сообщества и плотность населения слабые. В эволюционном плане примечательно, что именно в сообществе *C. martinssoni* в силуре Прибалтики впервые появляются хализиты (*Halysites priscus*). По продолжительности своего существования рассматриваемое сообщество соответствует приблизительно двум предыдущим сообществам вместе взятым, замещая их в сторону более глубокого моря.

**Видовой состав лlandoверийских сообществ табулятоморфных кораллов
Прибалтики**

Горизонт, сообщество, фация	G ₁ -II				G ₃	H	
	<i>Acidolites lateseptatus</i>	<i>Pf. paulus</i> — <i>Mf. fleximurinus</i>	<i>Pf. karinuensis</i>	<i>Catenipora martinsoni</i>	<i>P. celebrata</i>	<i>Mf. obliquus</i> — <i>F. favosus</i>	<i>Angopora hisingeri</i>
	II Б III	II	III Б	IV	II А	II Б III	III
1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Acidolites lateseptatus</i>	М						
<i>Macleodia</i> sp.	М						
<i>Catenipora gotlandica</i>	У						
<i>Paleofavosites juuru</i>	У						
<i>Pf. oelaensis</i>	Р						
<i>Pf. aaloei</i>	У		Р				
<i>Pf. forbesiformis</i>	У	М					
<i>Pf. limbergensis</i>	У	М		У	Р		
<i>Pf. schmidt</i>	У	У			Р		
<i>Pf. «alveolaris»</i>	Р	У	Р	Р			
<i>Pf. balticus</i>	У	М	Р		Р		
<i>Pf. paulus</i>	У	М					
<i>Mesofavosites silicificatus</i>	Р						
<i>Mf. fleximurinus</i>		М					
<i>Mf. dualis</i>		М					
<i>Mf. similis</i>		Р					
<i>Mf. inferior</i>		Р					
<i>Mf. fortis</i>		У					
<i>Paleofavosites dagoensis</i>		У					
<i>Pf. porosus</i>		Р					
<i>Pf. hirtus</i>		У					
<i>Pf. hystrix</i>		Р					
<i>Pf. primus</i>		М					
<i>Pf. mysticus</i>		Р					
<i>Pf. felix</i>		У					
<i>Pf. mirus</i>		М	Р				
<i>Favosites antiquus</i>		М					
<i>Ramusculipora</i> sp.		М					
<i>Paleofavosites karinuensis</i>			М				
<i>Pf. optatus</i>			Р				
<i>Pf. vexatus</i>			Р				
<i>Pf. raikuelaensis</i>			Р				
<i>Cateniporaseptosa</i>		У	У	Р	Р		
<i>C. arctica</i>				Р			
<i>C. martinsoni</i>				Р			
<i>Halysites priscus</i>				Р			
<i>Paleofavosites rudis</i>				Р			
<i>Parastriatopora celebrata</i>					М		
<i>P. mirifica</i>					Р		

1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Multisolenia tortuosaeformis</i>					P		
<i>M. temperans</i>					P		
<i>Mesofavosites multiporus</i>					P		
<i>Favosites «gothlandicus»</i>					M	M	P
<i>F. privatus</i>					P		
<i>F. praemaximus</i>					P		
<i>F. subfavosus</i>					P		
<i>Vacuopora kaljoi</i>					P		
<i>Catenipora copulata</i>					P		
<i>Sinopora operta</i>					M		
<i>Paleofavosites aliquantulus</i>						Y	
<i>Pf. aff. arcticus</i>					P		
<i>Pf. aff. poulsenii</i>					P		
<i>Ps. septosus</i>						M	
<i>Pf. luhai</i>						Y	
<i>Pf. jaaniensis</i>						Y	
<i>Mesofavosites obliquus</i>						M	P
<i>Mf. validus</i>							P
<i>Mf. alveolitoides</i>							Y
<i>Favosites favosus</i>						M	
<i>F. favosiformis</i>						M	
<i>F. kalevi</i>						Y	
<i>F. ingens</i>						M	
<i>Thecia</i> sp.						P	
<i>Subalveolites panderi</i>						M	
<i>S. eichwaldi</i>						Y	P
<i>Subalveolitella majuscula</i>						P	
<i>Sub. minuscula</i>						P	
<i>Placocoenites pellicula</i>						Y	
<i>Catenipora exilis</i>						M	
<i>C. elegans</i>						Y	
<i>C. distans</i>						Y	
<i>C. maxima</i>						Y	
<i>Halysites regularis</i>						P	
<i>Aulopora assueta</i>						Y	
<i>A. celsa</i>						Y	
<i>Adaverina adaverensis</i>						P	
<i>Adav. acclinis</i>						Y	
<i>Sinopora callosa</i>						P	
<i>Diploepora grayi</i>						P	
<i>Angopora hisingeri</i>							M
<i>Ang. parva</i>							P
<i>Favosites fallax</i>							P
<i>F. adaverensis</i>							P
<i>F. abnormis</i>							P
<i>Romingeria nana</i>							P
<i>Catenipora escharoides</i>							P
<i>C. cf. hedei</i>							Y
<i>Halysites</i> sp.							P

Сообщество *Parastriatopora celebrata*

Наиболее мелководное коралловое сообщество в лландовери Прибалтики, занявшее внутреннюю часть отмели непосредственно после первой более заметной и длительной силурийской регрессии в северной части бассейна. По родовому и видовому разнообразию (соответственно 8 и 15 таксонов названных рангов; см. табл. 1) сообщество могло бы быть отнесено к сильнодифференцированным, но полное доминирование представителей 2 и 3 вида (кроме номинального еще *Sinopora operta* и *Favosites «gothlandicus»*) сближает его со слабодифференцированными сообществами. Особенно большие концентрации

дал доминант *Parastriatopora celebrata* (первое появление парастриатопор в Прибалтике), цилиндрические полипники которого вместе со строматопоратами переполняют отдельные интервалы средней части райккюлаской свиты в такой степени, что можно говорить о биостромах 1—2-метровой мощности или пластах кораллово-строматопорового известняка. Поломанные ветви цилиндрических полипников, перевернутые массивные колонии и наличие конгломератовых прослоев или крупных линз — все это свидетельствует о жизни и захоронении членов рассматриваемого сообщества в весьма подвижной среде. Сообщество прослеживается во многих пунктах выхода райккюлаского горизонта западнее линии Таллин—Рапла: Райккюла—Пака, Лубья, Рийдаку, Вингута, Пакамяги, Кулламаа, Ванакюла, Матсукюла.

Сообщество *Mesofavosites obliquus*—*Favosites favosus*

Богатейшее, наиболее сильно дифференцированное коралловое сообщество в силуре Прибалтики, в котором отмечается максимум дивергенции фавозитид, широкое распространение явлений катенипорфизма и наибольший удельный вес аулопорид в экосистеме бассейна (табл. 1). Доминантов много — кроме видов-индексов, также *Paleofavosites septosus*, *Favosites favosiformis*, *F. ingens*, *Catenipora exilis*, *Subalveolites panderi*. Фавозиты и катенипоры отличаются крупными размерами кораллитов. Сообщество приурочено к илито-детритовым известнякам комковатой или полукомковатой текстуры, ритмично чередующимся с микро- или скрытокристаллическим известняком, содержащим скопления *Pentamerus oblongus*. Фациально эта часть силурийского разреза (румбаская свита, адавереский горизонт) интерпретируется как полоса чередования отложений внешней подзоны отмели (коралловый известняк) и внутренней части открытого шельфа (пентамерусовый известняк). Несмотря на удаленность от берега, местобитание сообщества отличалось значительной подвижностью воды, так как крупные плоские полипники нередко перевернуты, а створки пентамерид тесно упакованы друг в друга. Основные элементы сообщества очень широко распространены в верхнем лландовери Балтоскандии, Арктического сектора СССР (в частности, Восточного Таймыра), Сибирской платформы, Средней Азии и Тувы. Наиболее полно сообщество представлено в каменоломне Пяри.

Сообщество *Angopora hisingeri*

В типичном и полном виде встречается за пределами Прибалтики — в нижних и верхних мергелях Висбю (о-в Готланд). Сообщество сильнодифференцированное, со значительным доминированием ангопор, *Catenipora quadrata*, *C. escharoides* и различных гелиолитид. Встречаются небольшие органогенные постройки в виде бугров (mud mounds), достигающие в поперечнике максимально 3,5 м. Полипники табулятоморфных кораллов и строматопорат в них составляют не более 10—15% от общего объема образований (Jaanusson, 1979). На о-ве Готланд сообщество можно проследить непрерывно в разрезе глинта северо-западного побережья от клифа Хёгклинт до Халлс хук. В Прибалтику, до северо-западной и северной части о-ва Сааремаа, из отложений, вмещающих сообщество, доходят лишь отдельные «языки». Они установлены в разрезах скважин Ундва (интервал 42,5—45,4 м), Яагараху (54,45—59,6 м) и Мустъяла (53,25—57,2 м), где номинальный вид представлен весьма многочисленно и сопровождается редкими особями *Angopora parva*, *Catenipora quadrata* и *C. cf. hedei*. Фациальное

положение сообщества — открытый шельф, вероятно, его внешняя часть — приблизительно совпадает с положением выделенного Д. Кальо и М. Рубелем (1982) брахиоподового сообщества *Dicoelosia*—*Atrypa hedei*—*Classia* sp. sp. Более мелко- и глубоководные аналоги сообщества *Angopora hisingeri* в Балтоскандии пока точно не известны. Правдоподобно, что в позднелландоверийское время одновременно с ним на отмели бассейна в районе современной Норвегии существовало сообщество *Favosites stoermeri*, в которое вошли и оба вида ангопор рассматриваемого сообщества. Норвежское коралловое сообщество занимало одинаковое фациальное положение с брахиоподовым сообществом *Costistricklandia lirata* (Клааманн, 1971).

Сообщество *Halysites senior*

Сильнодифференцированное (12 родов) и широко распространенное в Прибалтике сообщество времени максимума силурийской трансгрессии. На фоне различных фавозитид, встречающихся умеренно часто (теций, мезофавозитов, фавозитов, сириголитов, субальвеолитов), доминируют гелиолитиды и хализитиды (табл. 2). Через общие или близкородственные таксоны сообщество сравнительно тесно связано с предыдущим, представляя собой его более дифференцированную разновидность. В Эстонии представлено в разрезах северных береговых уступов о-ва Сааремаа от Ундва до Лийва. Поселения наибольшей плотности прослеживаются там в глинистых комковатых известняках открытошельфовой фациальной зоны (мустьяласская пачка яаниского горизонта). Колонии табулят, гелиолитид и строматопорат образуют небольшие скопления типа пятнистых рифов или, неоднократно нарастая друг на друга, миниатюрные органогенные постройки. Виды, вошедшие в рассматриваемое сообщество, имели толерантность к илистой среде. Это подтверждается тем, что при переходе вверх по разрезу в отложения подвижноводной отмельной зоны (ниназеская пачка) количество особей резко убывает, хотя в таксономическом составе сообщества существенных изменений не происходит. Требования сообщества к среде аналогичны с требованиями брахиоподового сообщества *Whitfieldella*, вместе с которым оно ассоциируется в северной части бассейна от о-ва Сааремаа до северо-запада о-ва Готланд (самые верхи верхних мергелей Висбю и подразделения «а» и «b» слоев Хёгк-линт).

Сообщество *Favosites gothlandicus*

Ранее обозначено как сообщество *Favosites jaaniensis* (младший синоним *F. gothlandicus*) (Клааманн, 1970). Обнаружено в верхней части яаниского горизонта (парамаяская свита) в районе о-ва Сааремаа, где встречается в однородных детритовых мергелях склоновой фациальной зоны вместе с богатым комплексом брахиопод широкого географического и фациального диапазона (сообщество *Whitfieldella*), трилобитами, ругозами и головоногими моллюсками. Доминанты сообщества — шаровидные или полусферические колонии вида-индекса и тонкие корковидные полипняки *Thesia podolica*; представители остальных видов (табл. 2) составляют лишь очень редкий фон. Типовое местонахождение — клиф Парамая. Сообщество является одним из самых глубоководных коралловых сообществ в силуре Прибалтики. Некоторые его элементы установлены и в венлоке Подолии (марьяновские слои китайгородского горизонта).

Сообщество *Favosites mirandus*

Узкоспециализированное коралловое сообщество, из четырех видов которого три (*F. mirandus*, *Cladopora perrara*, *Coenites juniperinus*) встречаются в массовом количестве. Вместе со строматопоратом *Vikingia tenue*, колониальной ругозой *Acervularia anapas* и известковыми водорослями они слагают крупные биогермы в нижней части ягарахуского горизонта в районе о-ва Сааремаа. Биогермы располагались во внутренней полосе отмели, в хорошо освещенной (обилие водорослей) и подвижной среде. К ним было приурочено специфическое брахиоподовое сообщество *Stegerhynchus* (Кальо, Рубель, 1982). Типичное сообщество *F. mirandus* представлено в карьере Ягараху; в большом количестве его доминант установлен и в низах слоев Слите в ряде местонахождений о. Форэ.

Сообщество *Halysites junior*—*Paleofavosites tersus*

Наиболее сильно дифференцированное коралловое сообщество в венлоке Прибалтики и о-ва Готланд, объединившее 20 видов из 15 родов (табл. 2). Сообщество являет собой последнюю вспышку в развитии палеофавозитов и отличается наибольшим удельным весом теций и ценитид в силурийских экосистемах. В пространстве оно заняло четко ограниченную полосу, параллельную предполагаемому северному берегу бассейна (Клааманн, 1982; рис. 3.1, с. 36), в пределах которой его таксономический состав оставался почти постоянным. В сообществе выделяется несколько доминантов, нередко представленных большим количеством особей: *Paleofavosites tersus*, *Pf. collatus*, *Thecia confluens*, *Coenites juniperinus*, *Tuvaelites callosus*, *Halysites junior*, *Striatopora coenitoides*, *Barrandeolites bowerbanki*, *Syringopora novella* и *Heliolites decipiens*. Табуляты встречаются в зернистых детритовых известняках с четкой слоистостью или илито-зернистых известняках, слагающих в Эстонии среднюю часть (маазиские слои) ягарахуского горизонта, а на о-ве Готланд различные подразделения слоев Слите, в том числе и мергели Слите. Следовательно, сообщество занимало как отмельную зону моря, так и граничившую с ней часть открытого шельфа. В отмельной зоне образовались небольшие органогенные постройки в виде биостром и биогермов, однако в большинстве случаев табуляты распространялись рассеянно вместе со строматопоратами, ругозами, брахиоподами, остракодами, а иногда и с двустворками. В наиболее типичном виде сообщество представлено в обнажениях Куреве и Сепизе о-ва Сааремаа и Стура Мюре на о-ве Готланд (подразделение «d» слоев Слите).

В трактованном здесь объеме сообщество *Halysites junior*—*Paleofavosites tersus* включает и выделенное нами раньше сообщество *Parastriatopora priva*, оказавшееся лишь незначительно отличающейся разновидностью первого в тыльной стороне отмельного седиментационного барьера.

Сообщество *Riphaeolites lamelliformis*

Практически монотаксонное сообщество, приуроченное к желтовато- или зеленовато-серым лагунным отложениям верхов ягарахуского горизонта (тагавереские слои) в разных частях о-ва Сааремаа южнее полосы выхода горизонта. Вскрыто в нескольких буровых разрезах, например в разрезе скв. Каармизе-719 в интервале 40,9—54,8 м, скв. Везику — 24,15—27,65 м и др.

Видовой состав табулятоморфных кораллов в венлоке Прибалтики

Название вида	Горизонт, сообщество, фация	J ₁		J ₂			K ₁	
		<i>Halysites senior</i>	<i>Favosites gothlandicus</i>	<i>Favosites mirandus</i>	<i>Halysites junior</i> — <i>Paleofavosites tersus</i>	<i>Riphaelites lamelli-</i> <i>formis</i>	<i>Parastriatopora</i> <i>commutabilis</i>	<i>Pf. asper</i> <i>Pf. tersus</i> — <i>H. klin-</i> <i>tebergensis</i>
		III— II	IV	II A	II— III	I	I— II	IIA IIБ III
1		2	3	4	5	6	7	8
<i>Thecia tenuicula</i>		Y						
<i>Mesofavosites secundus</i>		Y						
<i>Mf. imbellis</i>		Y						
<i>Angopora parva</i>		P						
<i>Favosites subforbesi</i>		Y						
<i>F. gothlandicus</i>		P	Y					
<i>Syringolites kunthianus</i>		Y						
<i>Planalveolites foughti</i>		Y						
<i>Subalveolites sokolovi</i>		Y						
<i>S. panderi</i>		M	P					
<i>Striatopora calyculata</i>		Y						
<i>Catenipora escharoides</i>		M						
<i>Halysites senior</i>		M						
<i>Propora tubulata</i>		M						
<i>P. conferta</i>		Y						
<i>Heliolites decipiens</i>		M	Y		M			
<i>Syringopora novella</i>		Y			M			
<i>Paleofavosites suurikuensis</i>			P					
<i>Thecia podolica</i>			M					
<i>Favosites desolatus</i>			Y					
<i>F. exilis</i>			P					
<i>Barrandeolites bowerbanki</i>			P		M	P?	P	
<i>Mastopora incrustata</i>			P					
<i>Propora raricellata</i>	Y				M			
<i>Favosites mirandus</i>				M				
<i>Thecia confluent</i>				Y	M			
<i>Cladopora perrara</i>				M				
<i>Coenites juniperinus</i>				M				
<i>Paleofavosites collatatus</i>				M				
<i>Pf. parilis</i>				M	Y			
<i>Pf. asper</i>					P	P	Y	M
<i>Multisolenia excelsa</i>					Y			
<i>Tuvalites callosus</i>					Y			
<i>Aulopora enodis</i>					M			
<i>Mastopora foederata</i>					P			
<i>Halysites junior</i>					M			
<i>H. crassus</i>					P			
<i>Paleofavosites pauculus</i>					P			
<i>Pf. tersus</i>					M			Y
<i>Parastriatopora priva</i>					Y			
<i>Striatopora coenitoides</i>					M			
<i>Saaremolites inversus</i>					P			
<i>Stelliporella</i> sp.					P			
<i>Riphaelites lamelliformis</i>						M		
<i>Parastriatopora commutabilis</i>							M	P
<i>Favosites similis</i>							Y	P
<i>F. forbesi</i>							P	
<i>F. caelestis</i>							P	
<i>F. opinabilis</i>							P	

Сообщество *Parastriatopora commutabilis*

Второе венлокское лагунное коралловое сообщество, происходящее главным образом из куусныммеских слоев роотсикюлаского горизонта в западной части о-ва Сааремаа, является слабодифференцированным, почти моноктассонным, но отличается большой плотностью. Тонкие цилиндрические парастриатопоры покрывали густыми зарослями морское дно в наиболее мористой стороне лагуны. Очень редко среди них встречались и наиболее эвритопные фавозиты из группы *Favosites forbesi* (табл. 2). Кораллы, вероятно, захоронены на месте обитания в спокойной среде; их колонии поломаны, но не окатаны. Типовое местонахождение — клиф Эльда (верхняя часть разреза).

Сообщество *Paleofavosites asper*

Сообщество, замещающее предыдущее в зоне отмели. Основными его членами являлись карликовые представители вида-индекса и редкие особи доминантов наиболее близких во времени и пространстве коралловых сообществ (*Paleofavosites tersus*, *Parastriatopora commutabilis*). Сам *Pf. asper* представляет собой наиболее стойкий элемент юго-западной части венлокского бассейна Балтики, переживший свой расцвет непосредственно перед началом максимума силурийской регрессии. Сообщество обнаружено главным образом в средней части о-ва Готланд, в слоях Халла. На западном побережье о-ва Сааремаа в разрезе клифа Эльда встречается вместе с *Favosites similis*, *F. opinabilis* и *F. caelestis* в малоомощных прослоях и верхах вийтаских слоев, непосредственно ниже подошвы куусныммеских известняков, в изобилии содержащих *Parastriatopora commutabilis*. Более подробно о сообществе см. Клааманн, 1982, с. 38—39.

Сообщество *Paleofavosites tersus*—*Halysites klintebergensis*

Сильнодифференцированное сообщество, которое наиболее богато представлено в нерасчлененной нижней и средней части клинтебергских слоев в юго-западной фашиальной зоне о. Готланд. Это сообщество палеофавозитов, доминировавших в районе северного борта бассейна в течение всего венлокского века, тамнопорид, ценитид и тециид, как бы повторяющее сообщества из верхов слоев Слите и Халла. Распространение членов сообщества совпадает с ареалом развития зернистых детритовых известняков с четкой слоистостью (отдельная фашия бассейна), содержащих строматопоратовые биогермы. В биогермах, отличающихся от окружающей породы повышенной глинистостью, часты колонии *Halysites klintebergensis*. В северо-восточном направлении число кораллов быстро убывает (встречается практически лишь *Paleofavosites tersus*), а в Северной Прибалтике, в лагунных отложениях роотсикюлаского горизонта выше куусныммеских слоев, представителей данного сообщества нет вообще.

Сообщество *Halysites laticatenatus*—*Favosites gothlandicus*

Первоначально было выделено на сравнительно небольшой территории в юго-западной части Готланда, где оно связано с мергелями Мульде и Хемсе. Сообщество слагают в основном два вида, по которым оно и получило свое название; в юго-восточном направлении в сообщество постепенно входит элемент, известный по слоям Клинтеберг или встречающийся повсеместно в слоях Хемсе. Характерными для сообщества являются рекуррентные формы из относительно глубоководных сообществ начала венлока (например, *F. gothlandicus*). В

мергелях Мульде (Блохэлл) многочисленны ветвистые пропориды, слагающие небольшой биостром. Недавно свойственные сообществу виды были обнаружены и в Прибалтике, в узком интервале митувских слоев в разрезе скв. Вентспилс, где с ними ассоциируются специфические гелиолитиды (Клааманн, 1984). По современным представлениям, рассматриваемое склоновое сообщество существовало в бассейне длительное время в позднем венлоке — раннем лудлове, замечая последовательно в более глубоководную сторону моря сообщества *Pf. asper*, *Pf. tersus*—*H. klintebergensis*, *H. crassus*.

Сообщество *Thecia swindereniana*—*Favosites subgothlandicus*

Умеренно дифференцированное сообщество, населявшее в ранне-паадлаское время подвижноводную отмельную зону бассейна в западной части современного Сааремаа. Полипняки были спорадически сосредоточены по грунту из чистого раковинного песка. Плотность коралловых поселений резко возросла в биогермах, построенных строматопоратами, *Thecia swindereniana*, *Favosites pseudoforbesei* и *Tuvaelites callosus*. Органогенных построек такого таксономического состава за пределами Сааремаа нет. Это обстоятельство служит главным аргументом, чтобы выделить в нижней половине паадлаского горизонта самостоятельное сообщество *Thecia swindereniana*—*Favosites subgothlandicus*, хотя по списочному составу оно содержит более 50% общих элементов с позднепаадласким сообществом *Laceripora cribrorsa*—*Parastriatopora coreaniformis* (табл. 3). Рассматриваемое сообщество населяло те же участки морского дна, что и брахиоподовые сообщества *Stegerhynchus* и *Didymothyris*—*Salopina*. Характерные местонахождения — каменоломни Атла и Рийумяги.

Сообщество *Laceripora cribrorsa*—*Parastriatopora coreaniformis*

По своему фациальному положению полностью совпадает с предыдущим сообществом, которое замещает во времени. Отличительные признаки сообщества — высокая численность почти всех входящих в него видов (табл. 3) и выдержанность по всей отмельной полосе позднепаадлаского бассейна от полуострова Курземе через Сааремаа до юго-запада Готланда. Нередки органогенные постройки, сложенные главным образом строматопоратами с участием табулят *Laceripora cribrorsa*, *Favosites subgothlandicus*, *Syringopora multifaria*, *Parastriatopora coreaniformis*. Размеры биогермов и их частота увеличиваются в юго-западном направлении, достигая максимума на Готланде (слои Хемсе на п-ове Эстергарн и в окрестностях пос. Линде). В районе западного побережья Сааремаа и на севере Курземского полуострова развиты преимущественно биостромы. Все органогенные постройки сформировались в условиях высокой волновой энергии, так как крупные массивные ценостеумы строматопорат и полипняки табулят в них нередко захоронены в перевернутом положении. В характерном виде можно проследить сообщество на клифе Катри и обнажениях Лездри (о-в Сааремаа) или в береговых обрывах п-ова Эстергарн на Готланде (Гругарнсхювуд).

Сообщество *Halysites crassus*

Выявлено в районе выхода слоев Хемсе в юго-восточной части Готланда. Встречается в глинистых илисто-детритовых известняках комковатой текстуры, интерпретированных как отложения открытого шельфа. Сообщество исключительно бедное как по видовому составу,

**Видовой состав сообществ табулятоморфных кораллов в позднем силуре
Прибалтики**

Горизонт, сообщество, фация	K ₂					K _{3a}		K _{3b}		K ₄
	<i>Th. swindereniana</i> — <i>F. subgothlandicus</i>	<i>L. cribrosa</i> — <i>P. coreaniformis</i>	<i>H. crassus</i>	<i>Dnestrites</i>	<i>H. laticatenatus</i> — — <i>F. gothlandicus</i>	<i>«Pf.» moribundus</i>	<i>F. forbesi</i>	<i>Syr. blanda</i> — <i>F. muratsiensis</i>	<i>«F.» eichwaldi</i>	<i>F. ohesaarensis</i> — <i>F. effusus</i>
Название вида	II	II	III	III	IV	IIA	IIБ— III	II	III	IIБ III
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Thecia swindereniana</i>	M									
<i>F. subgothlandicus</i>	У	M	P		P					
<i>F. similis</i>	У	M			P	У	У	У		P
<i>F. forbesi</i>	P					У	М	М		P
<i>Tuvalites callosus</i>	M	У	У							
<i>Syringopora schmidtii</i>	P	M					P			
<i>Parastriatopora coreaniformis</i>		M			P					
<i>Laceripora cribrosa</i>		M								
<i>F. pseudoforbesi</i>	M	M			P					
<i>Syringopora multifaria</i>	P	M								
<i>Syr. affabilis</i>		P								
<i>Aulopora</i> sp.		M								
<i>Halysites crassus</i>			P							
<i>Saaremolites kurzemensis</i>				P						
<i>Stelliporella baltica</i>				P						
<i>Dnestrites ludovicus</i>				У						
<i>D. incognitus</i>				М						
<i>Heliolites subdecepiens</i>				P						
<i>Pseudoplasmapora longisepta</i>				P						
<i>Favosites gothlandicus</i>				P						
<i>«Paleofavosites» moribundus</i>										
<i>Favosites effusus</i>						М		У	У	
<i>Aulopora necopina</i>						М	P	У		М
<i>Syringopora blanda</i>						М				
<i>Favosites muratsiensis</i>						М		М		
<i>F. vicinalis</i>				P				М		
<i>F. terraenovus</i>				P				У		
<i>F. cf. yermolaevi</i>								У		
<i>Paleofavosites finitimus</i>						P		У		
<i>Mesosolenia reliqua</i>								У		
<i>Coenites</i> sp.								У		
<i>Tuvalites</i> sp.						У		У		
<i>«Favosites» eichwaldi</i>								У	М	P
<i>Striatopora</i> sp.							P			У
<i>Favosites ohesaarensis</i>										

так и по количеству особей (табл. 3). Только вид-индекс способен создать небольшие скопления. Местонахождение: Лилла Роне, Рангсарве, Линде, Сандарве Кулле и др. Вне Готланда пока не установлено.

Сообщество *Dnestrites*

Малочисленное и слабодифференцированное сообщество гелиолитид, занявшее в позднепаадлаское время промежуточное положение между отмельным сообществом *Laceripora cribrosa*—*Parastriatopora coreaniformis* и склоновым сообществом *Halysites laticatenatus*—*Favosites gothlandicus* (см. рис.). Неизвестные в районе выходов виды днестритесов, стеллипорелл и сааремолитеса вместе с редкими фавозитами (табл. 3) происходят из илисто-зернистых известняков комковатой текстуры, залегающих в разрезе скв. Вентспилс в интервале 465—480 м, т. е. в верхней половине митувской пачки пагегайской свиты.

Сообщество «*Paleofavosites*»* *moribundus*

В грубодетритовых и биоморфных криноидных известняках кудьяпеских слоев (верхняя половина курессаареского горизонта) восточнее г. Кингисеппа установлено малочисленное и слабодифференцированное сообщество, состоящее из эвритопных фавозитов из группы *Favosites forbesi*, доминирующего «*Paleofavosites*» *moribundus* и инкрустирующего одиночные ругозы *Aulopora nescopina* (табл. 3). Те же самые табуляты слагают в окрестностях дер. Илпла небольшие органогенные постройки, являющиеся последними в силуре Прибалтики. В южном направлении сообщество прослеживается также и в Западной Латвии, где в разрезе скв. Вентспилс оно приурочено к прослоям зернистых известняков вентспилсских слоев. Характер вмещающих кораллы пород позволяет отнести рассматриваемое сообщество к отмельной фациальной зоне, вероятно, к ее внутренней части. На Готланде вид-индекс довольно многочисленно представлен в слоях Сундре. По сравнению с брахиоподовыми сообществами позднего лудлова, сообщество занимало более прибрежное положение, чем сообщество *Atrypoida prunum*.

Сообщество *Favosites forbesi*

Почти совпадающее по времени с предыдущим, но более мористое сообщество, встречающееся в чередующихся зернистых и илисто-зернистых известняках курессаареского горизонта о-ва Сааремаа и в низах слоев Хамра на Готланде. Сильно преобладает *F. forbesi*, представители остальных видов встречаются спорадически. Сообщество населяло внешнюю зону отмели и, видимо, весь отгороженный шельф. Встречается вместе с сообществом *Atrypoida prunum*.

Сообщество *Syringopora blanda*—*Favosites muratsiensis*

Наиболее сильно дифференцированное коралловое сообщество позднего силура Прибалтики. Населяло криноидные заросли раннекаугатумаского (эйгуского) времени в районе южного побережья о-ва Сааремаа и п-ова Сырве, т. е. отмельную часть бассейна. Его доминантом был, кроме видов-индексов, также *Favosites forbesi*; специфиче-

* Название «*Paleofavosites*» приводится в кавычках потому, что родовая принадлежность данного таксона нуждается в ревизии. То же относится к «*Favosites eichwaldi* (см. с. 96).

ский элемент составляли последние силурийские палеофавозиты и некоторые фавозиты (табл. 3), которые, однако, в более удаленных от берега сообществах появились уже несколько раньше (в сообществе *Dnestrites* первой половины лудлова). Несмотря на то, что представители сообщества заключены в хорошо промытый, чистый карбонатный осадок (грубый криноидный песок), среду его обитания следует считать сравнительно тиховодной. Эту мысль подтверждает тот факт, что в разрезах клифов Каугатума и Лью все крупные кусты *Syringopora blanda*, состоящие из тонких, хрупких (правда, довольно плотно упакованных) кораллитов, сохранились в положении роста и без существенных повреждений. От породообразующих криноидей (*Crotalocrinites rugosus*) сохранились часто длинные куски стебля, не разбитые на членики.

Сообщество «*Favosites*» *eichwaldi*

Известное пока только по разрезу скв. Вентспилс (интервал 430—433 м, вентспилская свита) слабодифференцированное сообщество фавозитид (табл. 3), представляющее собой сильнообедненное сообщество *blanda*—*muratsiensis*. Встречается в комковатых илисто-детритовых отложениях открытого шельфа.

Сообщество *Favosites ohesaarensis*—*Favosites effusus*

Последнее силурийское сообщество табулятоморфных кораллов Прибалтики. В нем кульминирует *F. effusus*, появившийся уже в конце лудлова в сообществе *moribundus*. Приурочено к охесаарескому горизонту в полосе от п-ова Сырве (Сааремаа) до широты г. Вентспилс (Западная Латвия); типовые местонахождения — клифы Охесааре и Лооде.

Кроме специфических черт, позволяющих отличать описанные сообщества друг от друга, у них проявляется и определенное сходство, разрешающее объединить их в группы, отражающие одновременно этапность развития как табулятоморфных кораллов, так и бассейна. Таким группам свойственно наличие большого количества близкородственных видов, сходная степень дифференцированности сообществ, доминирование определенных таксономических группировок. По приведенным спискам (табл. 1—3) и вышесказанному легко убедиться в том, что таких групп сообществ в силурийском бассейне Балтики было пять. Расположив их в исторической последовательности, получим следующий ряд: 1) раннелландоверийская группа (сообщества от *laticatenatus* до *karinuensis*); 2) группа среднего—позднего лландовери и раннего венлока (сообщества *celebrata*, *obliquus*—*favosus*, *hisingeri*, *senior* и *gothlandicus*); 3) группа второй половины венлока (сообщества от *mirandus* до *tersus*—*klintebergensis*); 4) группа первой половины лудлова (сообщества *swindereniana*—*subgothlandicus*, *cribrosa*—*coreaniformis* и их более глубоководные аналоги, см. рис.); 5) группа позднего лудлова и даунтона (сообщества от *moribundus* до *ohesaarensis*—*effusus*).

СООБЩЕСТВА И БИОЗОНЫ

Вопрос взаимоотношения сообществ и биозон мы недавно разбирали в специальной работе (Кальо, Клааманн, 1982), и поэтому нет необходимости повторяться. Подчеркнем только основное: сообщества и биозоны представляют собой два взаимно связанных аспекта одной и той же проблемы, вытекающей из фациального контроля распространения организмов. Филогенез определяет эволюционный уровень состава организмов, экология — главным образом границы их ареалов. В таком случае приведенная на рисунке временная последовательность сообществ представляет собой и биозональную шкалу, имеющую неодинаковую полноту и детальность в разных фациальных зонах.

Из рисунка и приведенного выше обзора распространения сообществ вытекает, что по табулятоморфным кораллам нельзя разработать биозональной схемы, охватывающей палеобассейн в целом и одинаково точно «работающей» во всех типах разрезов. Наиболее подробно можно по ним расчленять отложения отмельной фациальной зоны. Подразделения биозональной схемы соответствуют здесь приблизительно подгоризонтам региональной стратиграфической шкалы. Поскольку отмельные сообщества выдержаны по фации, основанные на них биозоны прослеживаются хорошо и обеспечивают надежную корреляцию фациально однотипных разрезов.

Вполне удовлетворительную зональную шкалу можно разработать по табулятоморфным кораллам и в разрезах открытошельфовых отложений. Поскольку замена сообществ на шельфе протекала медленнее, чем на отмели, открытошельфовых зон меньше и их продолжительность больше отмельных. По своему объему они соответствуют приблизительно горизонтам и свитам. Этот недостаток в точности компенсируется, однако, наличием в открытошельфовых сообществах видов с широким географическим распространением, ввиду чего базирующиеся на них зональные подразделения могут приобретать большое значение при межрегиональных корреляциях.

Зональные подразделения лагунных отложений могут быть весьма подробными, но их границы являются явно скользящими и сами биозоны ограничены в пространстве и имеют лишь локальное корреляционное значение.

Табулятовые зоны склоновых отложений очень растянуты во времени и могут иметь в своем конкретном выражении рекуррентный характер.

ЛИТЕРАТУРА

- Аалоз А. О., Нестор Х. Э. Биогермная фация в юруском горизонте (нижний ллан-довери) в Северо-Западной Эстонии. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 71—88.
- Алеев Ю. Г., Бурдак В. Д. Жизненные формы как индикатор в экостратиграфии. — В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Тез. докл. всесоюзного совещания. Таллин, 1982, с. 6—7.
- Евсеев Г. А. Послеледниковые сообщества двустворчатых моллюсков северо-западного шельфа Японского моря. — В кн.: Палеоэкология сообществ морских беспозвоночных. Владивосток, 1979, сб. 16, с. 7—33.
- Евсеев Г. А. Сообщества двустворчатых моллюсков в послеледниковых отложениях шельфа Японского моря. М., 1981. 160 с.

- Кальо Д. Л., Клааманн Э. Р. (ред.) Сообщества и биозоны в силуре Прибалтики. — Таллин, 1982. 139 с.
- Кальо Д., Рубель М. Связь сообществ брахиопод с фациальной зональностью (силур Прибалтики). — В кн.: Сообщества и биозоны в силуре Прибалтики. Таллин, 1982, с. 11—34.
- Клааманн Э. Табуляты. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, 1970, с. 114—125.
- Клааманн Э. Табуляты верхнего кораллового известняка Норвегии. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1971, т. 20, № 4, с. 356—363.
- Клааманн Э. Сообщества табулят (поздний венлок и лудлов острова Готланд). — В кн.: Сообщества и биозоны в силуре Прибалтики. Таллин, 1982, с. 35—50.
- Клааманн Э. Гелиолитиды в позднесилурийских экосистемах Прибалтики. — Изв. АН ЭССР. Геол., 1984, т. 33, № 2, с. 63—69.
- Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Фациально-седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 89—121.
- Преображенский Б. В. Жизненные формы кораллов в геологическом прошлом Северо-Востока Азии. — В кн.: Палеобиология беспозвоночных прибрежных зон моря. Владивосток, 1975, сб. 4, с. 193—200.
- Bloome S. A., Simon J. L., Hunter N. D. Animal-sediment relations and community analysis of a Florida estuary. — Mar. Biol., 1972, vol. 13, No. 1, p. 43—56.
- Jaanusson V. Stratigraphical and environmental background. — In: Lower Wenlock faunal and floral dynamics. Vattenfallet section Gotland. Sver. Geol. Unders. Avh. Uppsala, 1979, C, No. 762, p. 11—38.
- Klaamann E., Einasto R. Coral reefs of Baltic Silurian (structure, facies relations). — In: Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian. Tallinn, 1982, p. 35—41.
- Martinsson A. Editor's Note: Ecostratigraphy and the Lethaia Seminar. — Lethaia, 1976, vol. 9, p. 325—326.

Институт геологии АН ЭССР.
Таллин

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТРИЛОБИТОВ В РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СИЛУРА ПРИБАЛТИКИ

Р. П. МЯННИЛЬ

В силурийском бассейне Прибалтики трилобиты имели значительную фациальную амплитуду, будучи распространены от биогермов отмельной зоны до граптолитовых илов депрессионной зоны включительно. В то же время отдельные таксоны трилобитов были очень чувствительны к условиям среды, в связи с чем таксономический состав и количество их особей четко различны в разных литофациях. Многие виды трилобитов приурочены только к определенным фациальным зонам, и по бассейну выделяется ряд замещающих друг друга сообществ. Видовые сообщества трилобитов венлока и верхнего силура Прибалтики рассматривались нами в предыдущих работах (Männil, 1982; Мянниль, 1982). В настоящем изложении обращаем основное внимание на распределение надвидовых таксонов.

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТРИЛОБИТОВ

В настоящее время в силуре Прибалтики известно около тридцати пяти родов (см. табл.) и более ста видов трилобитов. Примерно половина из них найдена в лlandoверийских отложениях, хотя частота особей здесь невысокая. Наиболее характерны для лlandoверийских энкринуриды, факопиды и иллениды. Энкринуриды представлены в основном видами рода *Fragiscutum*, которые стратиграфически выше не встречены. Кстати, *Fragiscutum* доминирует в основном среди лlandoверийских энкринурид (группа *Encrinurus variolaris*; Strusz, 1980) и в других регионах, хотя типовой вид этого рода происходит из верхнего венлока — нижнего лудлова Северной Америки (Whittington, Campbell, 1967).

Первые представители рода *Encrinurus* — *E. schmidt* и *E. triangulus* — появились в Эстонии в мергелях адавереского горизонта. Морфологически они являются переходными между вышеуказанными двумя родами. «*Encrinurus*» *pilistverensis* и «*E.*» *quinqucostatus*, происходящие из позднелlandoверийских мелководных отложений, видимо, относятся к самостоятельному, еще не описанному роду.

Факопиды лlandoверий представлены многими видами рода *Acer-naspris*, которые выше по разрезу, по всей вероятности, отсутствуют. Относительно большим числом видов представлены также иллениды, в частности род *Stenopareia*, который переходит из ордовика, но в венлоке не встречен.

Кроме вышеназванных, только в лlandoверийских отложениях обнаружены представители хейруридных родов *Radiurus* и *Deiphon*, а

Стратиграфическое распространение родов трилобитов в силуре Прибалтики

Роды трилоби- тов	Ярусы и горизонты	Лландоверы			Венлок			Лудлов		Пржидоли	
		Юурусский	Райкюла- ский	Адаге- ский	Яаниский	Яагараху- ский	Роотси- кюлаский	Паадлаский	Курессааре- ский	Каугатума- ский	Охессааре- ский
<i>Opsypharus</i>		×									
<i>Platylichas</i>		×									
<i>Cheirurus</i> (?)			×								
<i>Deiphon</i>		×	×								
<i>Stenopareia</i>		×	×	×							
<i>Fragiscutum</i>		×	×	×							
<i>Acernaspis</i>		×	×	×							
<i>Anacaenaspis</i>		×	×	×		×					
<i>Bumastus</i>		×	?	×				×			
<i>Leonaspis</i>		×	×	×	×	×			×		
<i>Proetus</i> (s.l.)		×	×	×	×	×		×	×	×	×
<i>Calymene</i>		×	×	×	×	×		×	×	×	×
<i>Prantlia</i>			×								
<i>Diacalymene</i>			×								
<i>Harpidella</i>			×		×				×		
<i>Otarion</i>								×	×		
<i>Meroperix</i> (?)				×							
<i>Radiurus</i>				×							
<i>Acidaspis</i>				×							
<i>Encrinurus</i>				×	×	×		×			
<i>Staurocephalus</i>					×						
<i>Hemiargus</i>					×	×					
<i>Dalmanites</i>					×	×		×			
<i>Cyphoproetus</i>						×					
<i>Arctinurus</i>						×					
<i>Warburgella</i> (W.)						×					
<i>W. (Tetinia)</i>								×			
<i>Didrepanon</i>								×			
<i>Balizoma</i>								×			
« <i>Spathacalymene</i> »								×			
<i>Scotiella</i>									×		
<i>Ktenoura</i>									×		
<i>Ananaspis</i>									×		
<i>Acastella</i>										×	×
<i>Eophacops</i>										×	×
<i>Acaste</i>										×	×

также родов *Diacalymene*, *Platylichas* и некоторых других. Все они представлены очень редкими находками.

Калимениды и проетины, широко распространенные во всем силуре, встречаются в лландоверийских отложениях еще относительно редко. Из проетид здесь обнаружены единичные экземпляры, которые относятся к разным, отчасти новым родам.

В венлокских отложениях Прибалтики известно всего тринадцать родов и двадцать три вида трилобитов, но встречаются они здесь наиболее часто. Впервые появляются далманитиды (род *Dalmanites*), обнаруживаемые в мергелях склоновой и депрессионной зон довольно часто, местами даже обильно. *Calymene* становится доминирующим среди всех родов как по количеству, так и по разнообразию видов.

Очень характерен для всего венлока также род *Encrinurus* (s. str. — видовая группа *E. punctatus* по Р. Триппу (Tripp, 1962)), представленный тремя видами. Возрастает роль проетид, представленных родами *Proetus*, *Cyphoproetus* и *Warburgella*. Первый из них характерен в основном для яаниского, два последних рода — только для яагарахуского горизонта. Довольно часто встречаются также представители родов *Leonaspis*, *Bumastus*, *Harpidella* и *Arctinurus*, реже — *Hemiarges* и *Staurocephalus*. Из них три последних обнаружены только в венлоке.

В лудловских отложениях установлено шестнадцать родов и двадцать три вида трилобитов, среди которых доминируют калимениды и проетиды. Родовые составы паадлаского и выпшележащего курессаареского горизонтов лудлова довольно четко отличаются друг от друга. В паадласком горизонте встречаются еще характерный для венлока род *Dalmanites*, энкринуриды из родов *Encrinurus* и *Balizoma* и глубоководная калименида *Spathacalymene* (sensu Tomczykowa, 1970). В верхней половине лудлова энкринуриды и далманитиды исчезают, впервые появляются калмониды (*Scotiella* и *Acastella*) и вновь после лландовери обнаруживаются факопиды (род *Ananaspis*) и хейруриды (роды *Ktenoura* и *Didrepanon*), увеличивается роль аулакоплеурид.

Пржидольские отложения наиболее богаты видами рода *Calymene* (восемь видов). Кроме них, довольно часты представители родов *Proetus* (из видовой группы *P. pulcher*) и *Acaste*. Находки родов *Acastella* и *Eorhacops* редки. Всего из пржидоли Прибалтики известно двенадцать видов трилобитов, принадлежащих к пяти родам.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТРИЛОБИТОВ

Пространственное распространение трилобитов хорошо контролируется фациальной зональностью рассматриваемого седиментационного бассейна. По батиметрическому профилю бассейна постепенно изменяется родовой (рис. 1) и особенно четко видовой состав трилобитов (рис. 2), так что разновозрастные, но фациально удаленные друг от друга отложения не содержат ни одного общего вида.

В лландоверийских отложениях отмельной фациальной зоны доминируют иллениды и лихиды. Они представлены в раннелландоверийских биогермах Хиллисте и Калласто, в которых встречаются местами скопления *Stenopareia* sp. вместе с видами *Platylichas*, *Calymene* и *Proetus* (s. l.). В межбиогермных отложениях найден и *Fragiscutum*.

По мере углубления моря увеличивалась роль энкринурид. В отложениях открытого шельфа преобладают виды родов *Fragiscutum*, *Stenopareia* и *Bumastus*, однако их находки довольно редки.

Наиболее глубоководными отложениями, содержащими трилобиты, являются мергели склоновой и внутренней части депрессионной зоны. К жизни в этой части бассейна хорошо приспособились представители рода *Acernaspis*. Они совместно с видами *Fragiscutum*, *Calymene* и *Encrinurus* доминируют среди относительно глубоководных трилобитов. В верхнем лландовери здесь выделяются два наиболее четких и относительно широко распространенных видовых сообщества. Первое из них встречается в темно-серых склоновых и депрессионных мергелях добельской свиты (зона *convolutus*, райккюлаский горизонт) в Северо-Западной и Восточной Латвии (скв. Колла, 602—605 м; скв. Нагли, 638—644,5 м и др.). Сообщество богато по видовому составу и

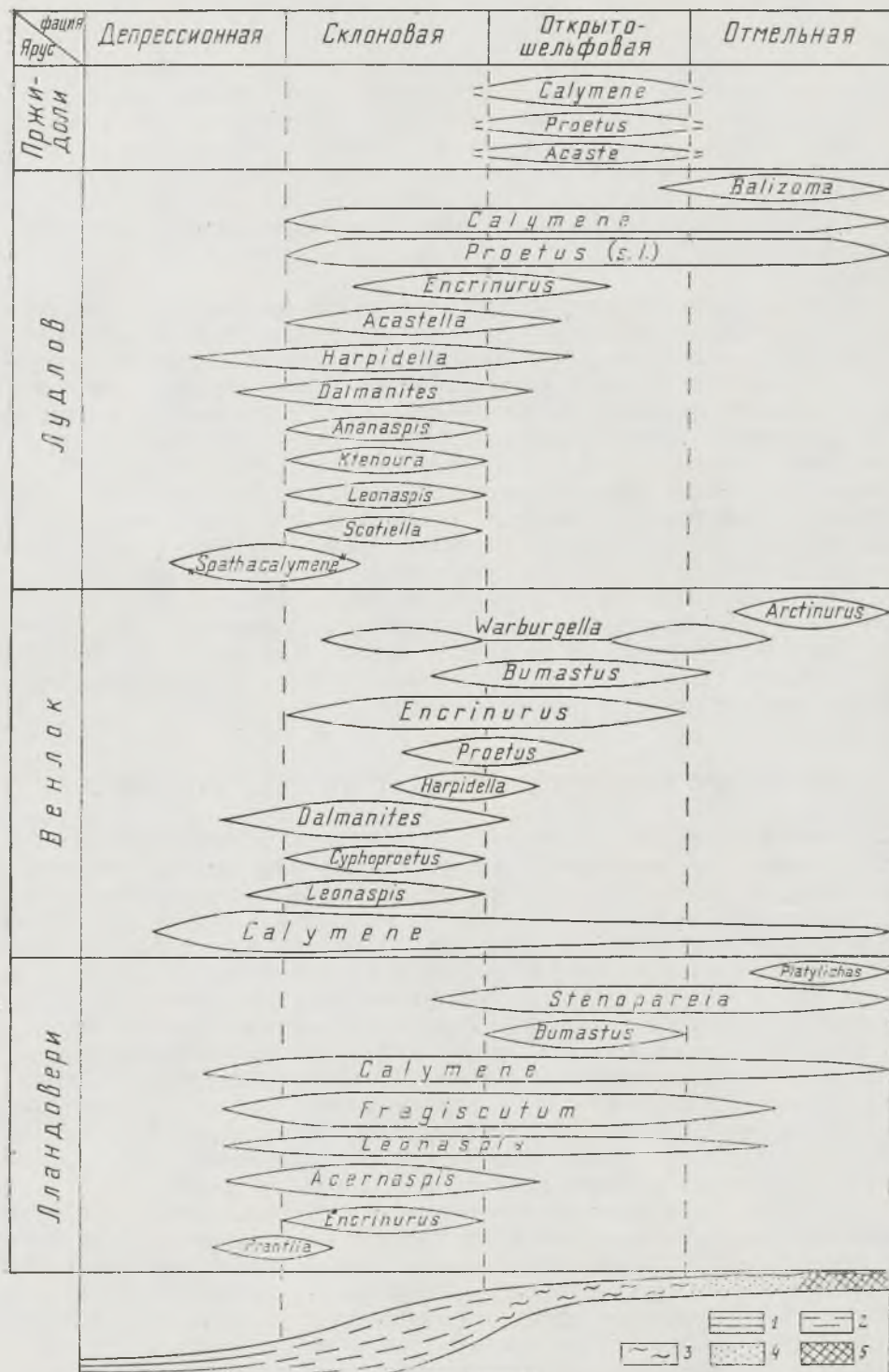


Рис. 1. Распределение основных родов трилобитов по ярусам согласно фациальной модели силура Прибалтики (Нестор, Эйнасто, 1977). Условные обозначения: 1 — глинистые мергели и аргиллиты, 2 — мергели, 3 — глинистые комковатые известняки, 4 — детритовые известняки, 5 — биогермы.

Фа- ция Ярус	Депрессионная	Склоновая	Открыто- шельфовая	Отмельная
Придоли			<u>Calymene conspicua</u> <u>Proetus nieszowskii</u> <u>Acaste dayiana</u> <u>Calymene schmidtii</u> <u>C. kaugatumensis</u>	
Лудлов		<u>Proetus signatus</u> (5) <u>Proetus kuressaarensis</u> (6) <u>Acastella prima</u> <u>Calymene flabellata</u> (3) <u>Harpidella sp.sp.</u> <u>Calymene latvica</u> (2) <u>P.(Coniproetus)sp.</u> (4) <u>Ananaspis sp.</u> <u>Ktenoura sp.</u> <u>Encrinurus macrourus</u> <u>Calymene cf. neointermedia</u> <u>"Spathacalymene" cf. brevis</u> <u>Dalmanites cf. obtusus</u> <u>"S." linguata</u> (1) <u>Harpidella sp.</u>	<u>Proetus pulcher</u> (7) <u>Balizoma obtusa</u> <u>Calymene sp.</u>	
Венлок		<u>Warburgella stokesii calva</u> <u>Encrinurus balticus</u> (16) <u>Cyphoproetus insterianus</u> (12) <u>Cyphoproetus latifrontalis</u> (11) <u>Calymene minimarginata</u> <u>Leonaspis mutica</u> <u>Proetus concinnus osiliensis</u> (13) <u>Dalmanites punctum</u> (14) <u>D. cf. caudatus</u> (15) <u>Harpidella elegantula</u> <u>Calymene orthomarginata</u> (8) <u>E. ruhnuensis</u> (17) <u>Encrinurus punctatus</u> (18) <u>Calymene mimaspera</u> <u>C. restevensis</u> (9) <u>Calymene blumenbachii</u> (10)	<u>Arctinurus ornatus</u> <u>Calymene sp.</u> <u>Warburgella estonica</u>	
Лландовери		<u>Calymene frontosa</u> (20) <u>Encrinurus schmidtii</u> <u>Acernaspis konoverensis</u> <u>Encrinurus triangulus</u> <u>Calymene latigenata</u> (19) <u>Fragiscutum abyssale</u> (22) <u>Prantlia kurzemensis</u> <u>Acernaspis sp.</u> <u>Leonaspis sp.</u> <u>Acernaspis rectifrons</u> <u>Fragiscutum rotundum</u> (23) <u>Acernaspis estonica</u>	<u>Fragiscutum rumbaense</u> <u>Bumastus sp.</u> <u>Fragiscutum selistense</u> (24) <u>Fragiscutum kiltsiense</u> (25) <u>Proetus (s.l.) sp.</u> <u>Calymene ansensis</u> (21) <u>Leonaspis varbolensis</u> <u>Stenopareia sp. sp.</u>	<u>Platylichas sp.</u>

Рис. 2. Фациальное распределение основных видов трилобитов силура Прибалтики. Номера за видовыми названиями соответствуют номерам изображений на рис. 3. Условные обозначения см. при рис. 1.

численности экземпляров. В нем представлены виды глубоководного морфотипа: *Calymene latigenata*, *Fragiscutum abyssale*, *Prantlia kurzemensis*, *Leonaspis* sp. sp. и *Acernaspis* sp. (рис. 2).

Второе сообщество прослеживается в склоновых мергелях велизеской свиты (адавереский горизонт) и представлено видами *Calymene frontosa*, *Encrinurus schmidtii*, *Acernaspis konoverensis* и *Leonaspis* sp. (рис. 2). Оно встречается наиболее полно в Западной Эстонии (обн. Лятикюла) и в Восточной Латвии (скв. Нагли, 618—622 м), а в обедненном виде в более глубоководных разрезах Северо-Западной Латвии (скв. Колка, 585—598 м) и Средней Литве (скв. Кункояй, 1346,0—1350,4 м).

Венлокские мелководные трилобиты представлены в яагарахуских биогермах преимущественно лихидами (*Arctinurus ornatus* и *Calymene* sp.), а в известняках и известковых мергелях открытого шельфа калименидами, энкринуридами и проетидами. Здесь наиболее широко распространено сообщество *Encrinurus punctatus*, хорошо прослеживаемое в типовом разрезе яаниского горизонта (клиф Парамая на о. Сааремаа). Основными членами сообщества являются *E. punctatus*, *Calymene blumenbachii* и *Proetus concinnus osiliensis*. Сообщество установлено также в ряде южноэстонских скважин (Пярну, 75—113 м; Каугатума, 125—216 м; Икла, 266—280,5 м) и в разрезе Укмерге в Литве (427—470 м).

К середине бассейна, в мергелях склоновой и внутренней части депрессионной зоны, исчезает *Proetus*, появляются роды *Leonaspis*, *Cyphoproetus*, *Dalmanites* и более глубоководные виды родов *Calymene* и *Encrinurus*. По сравнению с лландоверийскими трилобитами этой зоны, венлокские отличаются отсутствием факопид, присутствием далманитид и обилием калименид. Наиболее глубоководное сообщество венлока состоит из *Calymene orthomarginata* и *Dalmanites punctum*, которые нередко встречаются совместно с граптолоидеями и относятся к типичным представителям глубоководного морфотипа (скв. Колка, 475—526 м; Овиши, 612,2—654,0 м и др.).

Род *Cyphoproetus* имеет ограниченное вертикальное распространение, но образует совместно с *Encrinurus balticus* и др. в склоновых мергелях яагарахуского горизонта довольно четкое сообщество (скв. Охесааре, 258—287 м; Колка, 420—462 м).

Для лудлова характерны калимениды и проетиды как в отмельной, так и в открытошельфовой фациальных зонах. Наиболее мелководное сообщество — *Proetus pulcher*, *Balizoma obtusa* и *Calymene* sp. — распространено в биогермных отложениях на клифе Катри (удувереские слои паадлаского горизонта).

В сторону открытого шельфа проетиды группы *P. pulcher* замещаются проетидами группы *P. signatus*, а род *Balizoma* — родом *Encrinurus*. В переходной полосе от открытошельфовой к склоновой зоне развиты два более или менее четких видовых сообщества. Первое из них приурочено к энгурской свите паадлаского горизонта; его основными членами являются *Encrinurus macrourus* и *Calymene* cf. *neointermedia* (скв. Вентспилс, 488—525 м). Второе (*Proetus signatus*, *Acastella prima* и *Harpidella* sp.) происходит из пагегайской свиты курессаареского горизонта (скв. Павилоста, 625,5—663,2 м; Гирджай-37, 1070—1096 м и др.).

Для склоновой и внутренней части депрессионной зоны характерны прежде всего калимениды, аулакоплеуриды, далманитиды. Наиболее глубоководным является сообщество из дубисской свиты паадлаского

горизонта (на уровне граптолитовых зон *scanicus* и *tumescens*), представленное видами «*Spathacalymene*» и *Otarion* (скв. Пилтене-1, 713—734 м; Павилоста, 775—800 м; Эзере 1118—1119 м). Стратиграфически выше, в мергелях пагегайской свиты курессаареского горизонта, установлено богатое сообщество, состоящее из видов *Anapaspis*, *Ktenopora*, *Harpidella*, *Proetus* (*Coniproetus*) и др. и наиболее полно представленное в разрезах скв. Павилоста (683—738 м) и Приекуле (994—1025 м).

Пржидольские трилобиты обнаружены только в открытошельфовых отложениях и относятся преимущественно к калименидам и проетидам. Реже встречаются акастины (*Acaste*, *Acastella*) и факопиды (*Eophacops*).

ФАЦИАЛЬНАЯ ТОЛЕРАНТНОСТЬ И СВЯЗАННЫЕ С ФАЦИЯМИ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТРИЛОБИТОВ

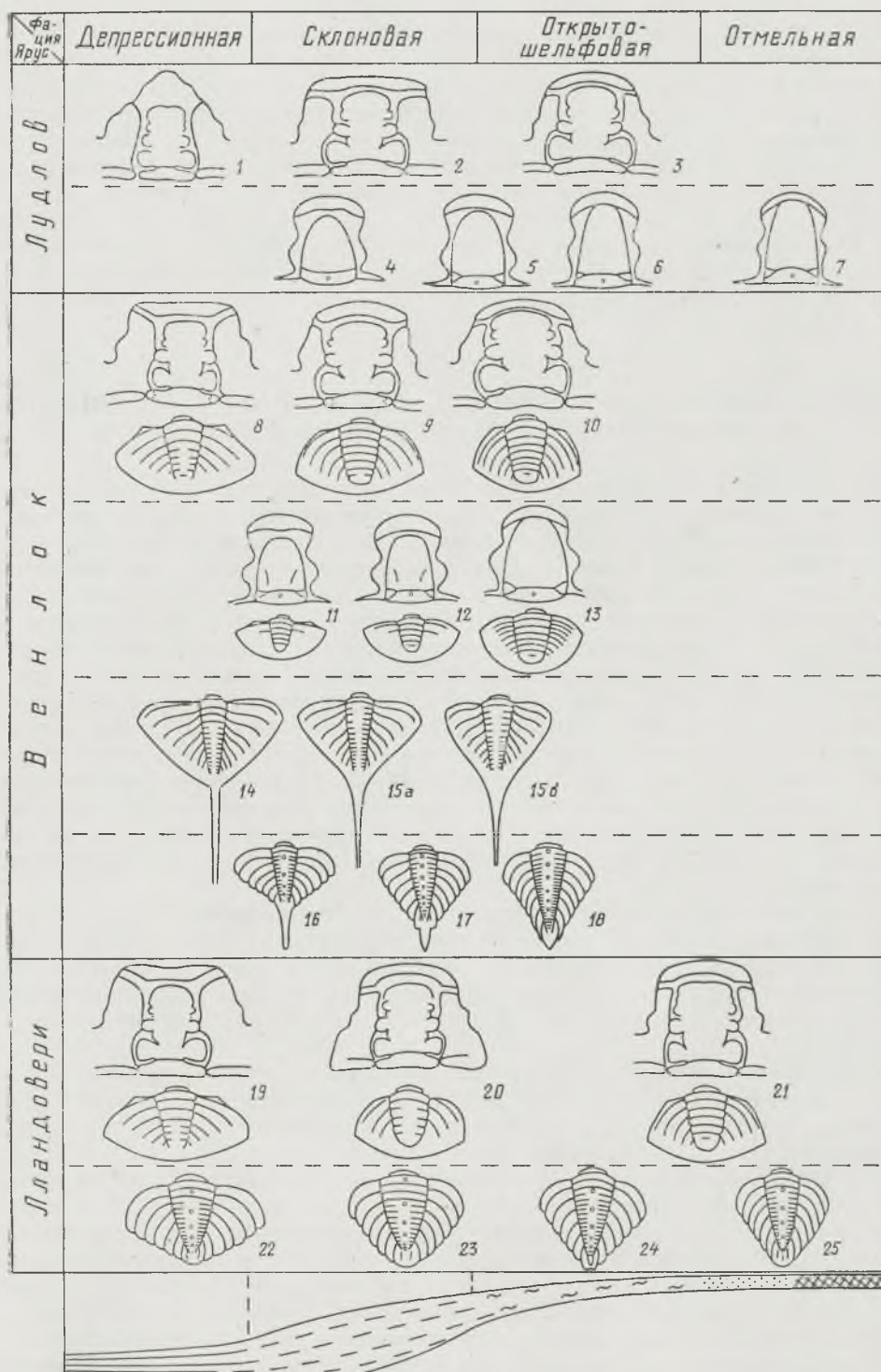
Фациальная толерантность отдельных таксонов трилобитов значительно различается (рис. 1, 2). Наиболее стенотопными среди изученных трилобитов являются факопиды, далманитиды и стауроцефалиды (последние, однако, известны лишь по единичным находкам из венлокских склоновых мергелей). Их распространение ограничено преимущественно склоновой и верхней частью депрессионной фациальной зоны, и только редкие находки относятся к отложениям открытого шельфа. Трилобиты остальных семейств более или менее эвритопны, однако среди них встречаются роды, приуроченные только к определенным фациям. Например, если калимениды в целом, в том числе и род *Calymene*, характеризуются наибольшей фациальной толерантностью, то распространение рода «*Spathacalymene*» ограничено лишь переходной полосой между склоновой и депрессионной зонами и имеет весьма узкий стратиграфический диапазон. Единственная находка *Diacalymene* происходит из мелководной части открытого шельфа.

Энкринуриды родов *Fragiscutum* и *Encrinurus* имеют большую толерантность, особенно первые из них, которые распространены начиная от биогерм и до аргиллитов депрессионной зоны включительно. Представители *Balizota* найдены в основном в мелководных отложениях отмели, но изредка встречаются и в более глубоководных мергелях.

Довольно широким фациальным диапазоном, но с четкой склонностью к обитанию в мелководной среде, характеризуются лихиды, илениды и стигиниды. С другой стороны, одонтоплеуриды обитали преимущественно в склоновой и депрессионной зонах.

Наиболее эвритопными трилобитами, встречающимися во всех литофациях, содержащих трилобиты, являются калимениды, проетиды и энкринуриды; за ними следуют одонтоплеуриды и аулакоплеуриды. Два первых семейства имеют и максимальную вертикальную амплитуду, распространяясь по всему разрезу силура Прибалтики.

Аналогичная фациальная приуроченность указанных семейств наблюдается и в других регионах. В венлоке Великобритании более широким диапазоном отличаются лишь факопиды и роды *Cyphoproetus* и *Dalmanites*, узким диапазоном — энкринуриды (Thomas, 1979). Относительно широкое распространение рода *Dalmanites* намечается также в отложениях лудлова Велш Бордерланда (Mikulic, Watkins, 1981).



Наиболее звритопные семейства представлены в нашем разрезе и максимальным количеством видов (калимениды — по меньшей мере 22 вида, энкринуриды — 15, проетидаы — 15, все остальные меньше). В то же время отдельные виды имеют довольно узкую фаціальную амплитуду (рис. 2) и приспособлены лишь к определенным условиям среды. У замещающих друг друга в направлении углубления бассейна видов намечаются постепенные изменения морфологических признаков, особенно четко выраженные у калименид, проетид и энкринурид (рис. 3). Эти изменения у венлокских форм рассмотрены нами недавно более детально (Мянниль, 1982).

Наиболее характерным морфологическим признаком у калименид, отражающим фаціальную обстановку, является ширина проксимальной части неподвижных щек. Она узкая у мелководных видов *Calymene ansensis*, *C. blumenbachii* (рис. 3, 21, 10), *Dicalymene* sp. и у всех пржидольских калименид (Мянниль, 1983), но становится постепенно шире и длиннее (в отношении глабели) у видов, обитавших в более глубоководной зоне. В связи с удлинением неподвижных щек у видов *Calymene* наблюдается и постепенное выпрямление передней краевой каймы до вогнутости вперед (*C. latigenata*, разновидность *C. orthomarginata*). Также расширяются плевральные части всего щита. Некоторое исключение представляет верхнеландоверийский вид *Calymene frontosa* (рис. 3, 20), который распространяется в основном в склоновых мергелях. Он хотя и обладает довольно широкими проксимальными частями неподвижных щек, но имеет при этом и чрезвычайно узкие их дистальные части, узкое плевральное поле пигидия и крутосклонные переднюю и спинные борозды кранидия, что характерно для мелководных форм. У этого вида отмечается достаточно широкая фаціальная амплитуда (встречается местами и в открытошельфовых отложениях) и в соответствии с этим также значительная внутривидовая изменчивость (у экземпляров из более глубоководной части бассейна относительно широкие неподвижные щеки и плевральные поля пигидия).

Глубоководные виды «*Spathacalymene*» отличаются от видов рода *Calymene* той же фации выпуклыми глабелю, щечным полем и передней краевой каймой и узким плевральным полем пигидия. О глубоководной среде их обитания свидетельствуют широкое проксимальное поле неподвижных щек, длинная предглабелльная кайма и пологие склоны борозд (рис. 3, 1).

Направленные морфологические изменения энкринурид выражены в основном в строении их хвостового щита. У видов рода *Fragiscutum*,

Рис. 3. Схема характерных морфологических признаков трилобитов, обитавших в разных фациях. Условные обозначения: 1 — «*Spathacalymene*» *linguata* Tomczukowa; 2 — *Calymene latvica* Männil; 3 — *Calymene flabellata* Männil; 4 — *Proetus* (*Coniproetus*) sp.; 5 — *Proetus signatus* Lindström; 6 — *Proetus kuressaarensis* Männil; 7 — *Proetus pulcher* Nieszkowski; 8 — *Calymene orthomarginata* Schrank; 9 — *Calymene restevensis* Balashova; 10 — *Calymene blumenbachii* Brongniart; 11 — *Cyphoproetus latifrontalis* Schrank; 12 — *Cyphoproetus insterianus* Schrank; 13 — *Proetus concinnus osiliensis* Schmidt; 14 — *Dalmanites punctum* Schrank; 15 а, 6 — *Dalmanites* cf. *caudatus* (Brünnich); 16 — *Encrinurus balticus* Männil; 17 — *Encrinurus ruhnuensis* Männil; 18 — *Encrinurus punctatus* (Wahlenberg); 19 — *Calymene latigenata* Männil; 20 — *Calymene frontosa* Lindström; 21 — *Calymene ansensis* Männil; 22 — *Fragiscutum abyssale* (Männil); 23 — *Fragiscutum rotundum* (Männil); 24 — *Fragiscutum selistense* (Männil); 25 — *Fragiscutum kiltsiense* (Rosenstein).

развитого по всему фациальному профилю лландовери, изменений в относительной ширине плеврального поля почти не наблюдается. Они проявляются лишь в ширине всего пигидия (в отношении его длины) (рис. 3, 22—25). У венлокских энкринурид фациально обусловленные изменения четкие (рис. 3, 16—18). У относительно мелководного вида *Encrinurus punctatus* пигидий выпуклый, удлинненно-треугольный, с заостренным концом и широким рахисом, глаза низкие и широкие. Пигидий *E. ruhnuensis* имеет более узкий рахис, умеренный по длине шип; глаза у него высокие и узкие. Наиболее глубоководный вид *E. balticus* отличается от остальных широким и коротким пигидием, узким рахисом и длинным, тонким шипом. Глаза также длинные и тонкие.

У хвостовых щитов венлокских далманитид отмечаются аналогичные с энкринуридами изменения (рис. 3, 14—15б).

У изученных проетид фациально обусловленные морфологические изменения отчетливее всего выражены в длине передней части краинидия, в частности предглабельного поля. В лландовери проетиды редки и слабо изучены. Однако можно отметить, что *Prantlia kurzemensis* из наиболее глубоководного сообщества райккюлаского времени характеризуется чрезвычайно длинным предглабельным полем и слабовыпуклыми частями всего щита. Этот вид можно считать типичным представителем глубоководного морфотипа проетид.

Венлокские и позднесилурийские проетиды *Proetus concinnus osiliensis*, *P. pulcher* и *P. nieszowskii* относятся к типично мелководным (рис. 3, 13, 7). Для них характерны узкая предглабельная кайма, полное отсутствие предглабельного поля (иногда глабель сдвинута в кайму), короткие щечные шипы и относительно узкий пигидий. В венлокском профиле в склоновых отложениях род *Proetus* замещается родом *Cyphoproetus*. Представители последнего характеризуются меньшей выпуклостью глабели, более длинной и плоской передней краевой каймой и наличием предглабельного поля, длинными и тонкими щечными шипами и более широким пигидием с узким рахисом (рис. 3, 11—12). *Cyphoproetus latifrontalis*, обнаруженный в глубоководной части ареала распространения *Cyphoproetus*, имеет, по сравнению с *C. insterianus*, длинное предглабельное поле и выпрямленный впереди глабели отрезок передней краевой борозды. У ряда верхнесилурийских проетид отмечается такая же направленность (рис. 3, 4—7). Из мелководных видов группы *P. pulcher* в относительно удаленных от берега участках обитал, видимо, *P. kuressaarensis*, имеющий относительно длинную предглабельную кайму. *Proetus signatus* из переходной части между открытошельфовой и склоновой зонами характеризуется относительно выпуклой глабелью, длинной передней каймой и иногда едва заметным предглабельным полем. В отложениях глубокой части склоновой зоны встречен близкий к *P. signatus* вид (или его подвид) с более плоской и длинной передней каймой. Совместно с ним обнаружен *P. (Coniproetus) sp.*, имеющий уже значительное предглабельное поле и, аналогично с *Cyphoproetus latifrontalis*, выпрямленный отрезок передней краевой борозды (рис. 3, 4).

Направленные морфологические изменения отмечаются также у остальных групп силурийских трилобитов — у варбургеллин, одонтоплеурид, аулакоплеурид и др. Эти изменения в направлении от берега в сторону глубокого моря выражены в общем в увеличении относительной ширины головного и хвостового щитов и боковых частей щита, в уменьшении выпуклости всего щита и отдельных его элемен-

тов, в удлинении передней части кранидия, глаз, щечных и хвостовых шипов.

Наблюдаемые морфологические изменения подтверждают бентосный образ жизни рассматриваемых силурийских трилобитов и указывают на их большую способность приспособления к разным фациальным условиям.

ВЫВОДЫ

Таксономический состав трилобитов в отдельных фациальных зонах четко различается. В пределах одной и той же зоны в течение силура отмечаются следующие изменения основного состава трилобитов.

В отмельной зоне в лландовери доминирует лихидно-илленидная фауна. В венлоке иллениды исчезают и доминируют лихиды, в лудлове — проетиды и энкринуриды. Калимениды присутствуют здесь в течение всего силура.

В открытошельфовой зоне лландоверийская илленидно-энкринуридная фауна замещается в венлоке калименидно-энкринуридной, а в лудлове и пржидоли, в свою очередь, проетидно-калименидной.

В склоновой и депрессионной зонах в лландовери развита энкринуридно-факопидная фауна; в венлоке факопиды исчезают, доминируют калимениды и далманитиды, в лудлове калимениды, проетиды и аулакоплеуриды; вновь появляются факопиды. Ограниченный таксономический состав пржидольской фауны трилобитов Прибалтики связан отчасти с отсутствием здесь относительно глубоководных отложений.

У фациально замещающих друг друга видов отмечаются определенные морфологические признаки, которые могут быть использованы в качестве индикаторов среды их обитания.

ЛИТЕРАТУРА

- Мянниль Р. П. Сообщества трилобитов (венлок Прибалтики). — В кн.: Сообщества и биозоны в силуре Прибалтики. Таллин, 1982, с. 51—62.
- Мянниль Р. П. Калимениды (Trilobita) верхнего силура Прибалтики. — В сб.: Палеонтология древнего палеозоя Прибалтики и Подолии. Таллин, 1983, с. 72—100.
- Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Фациально-седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 89—121.
- Mikulic D. G., Watkins R. Trilobite ecology in the Ludlow Series of the Welsh Borderland. — In: Communities of the Past. Stroudsburg, Pennsylvania, 1981, p. 101—117.
- Männil R. Wenlock and Late Silurian trilobite associations of the East Baltic area and their stratigraphical value. — In: Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian. Tallinn, 1982, p. 63—70.
- Strucz D. L. The Encrinuridae and related trilobite families, with a description of Silurian species from southeastern Australia. — Palaeontographica, Bd. 168, Abt. A, 1980, S. 68.
- Thomas A. T. Trilobite associations in British Wenlock. The Caledonides of the British Isles-reviewed, Geol. Soc. London, 1979, p. 447—451.
- Tomczykowa E. Silurian *Spathacalymene* Tillmann, 1960 (Trilobita) of Poland. — Acta Palaeont. Polonica, 1970, vol. 15, No. 1, p. 63—94.
- Tripp R. P. The Silurian trilobite *Encrinurus punctatus* (Wahlenberg) and allied species. — Palaeontology, 1962, vol. 5, p. 3, 460—477.
- Whittington H. B., Campbell K. S. W. Silicified Silurian Trilobites from Maine. — Bull. Mus. Comp. Zool., 1967, vol. 135, No. 9, p. 447—482.

Институт геологии АН ЭССР,
Таллин

ОСТРАКОДОВЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОЗДНЕГО СИЛУРА ЛАТВИИ

Л. К. ГАЙЛИТЕ

Поздний силур Латвии характеризуется развитием чрезвычайно разнообразных остракодовых ассоциаций, сложнодифференцированных как по ареалам распространения, так и в вертикальной последовательности. Облик ассоциаций в значительной степени определяется типом водоема, который, согласно фациальной модели силурийского Палеобалтийского морского бассейна, представлял собой краевое море с пятью основными фациальными зонами: лагунной, отмельной, открытошельфовой, склоновой и депрессионной (глубоководной) (Нестор, Эйнасто, 1977). На территории Западной Латвии распространены все названные фациальные зоны. В отдельные временные интервалы позднего силура они были в разной степени представлены в регионе: в начальных стадиях развития позднесилурийского водоема доминируют глубоководные и склоновые условия, позднее — открытошельфовые и отмельные. Наибольшая контрастность фациальных условий наблюдалась в лудловском веке. Она обусловила развитие двух фациальных типов разрезов, подразделенных на синхронные, но представленные различными литологическими типами пород свиты, содержащие разные ассоциации остракод. Даунтонский век характеризуется выравниванием фациальных условий и монотонным обликом остракодовых ассоциаций по площади. В то же время у этих ассоциаций проявляется четкая вертикальная последовательность (см. рис.).

Наиболее ранней в позднем силуре Латвии является ассоциация *Craspedobolbina lietuvensis*, *Saccellatia oleskoensis*. Она приурочена в северной части Колкского п-ова к темно-серым карбонатным глинам и мергелям нижней части дубисской свиты, для которых характерны граптолиты зоны *nilssoni* (скв. Вентспилс-Д-3, Колка-4, Талсы-55). Как облик пород, так и присутствие граптолитов свидетельствуют об относительно глубоководном генезисе содержащих ассоциацию отложений, образовавшихся, вероятнее всего, на внутреннем крае материкового склона. Таксономический состав ассоциации беден: в ней, кроме видов-индексов, может быть назван лишь один характерный вид — *Leioscyathus limpidus*. Аналогичные по возрасту ассоциации на открытом шельфе и отмели неизвестны; в более глубоководных условиях, на внешнем крае материкового склона, остракоды представлены наиболее толерантной к глубоководью популяцией *S. oleskoensis* (скв. Пилтене-1).

Ассоциация *Amphitoxotis curvata*, *Craspedobolbina ezerensis* сменяет в разрезе ассоциацию *Cr. lietuvensis*, *S. oleskoensis* и имеет аналогичный ареал распространения (скв. Вентспилс-Д-3, Колка-4, Талсы-55). Она начинается с основания граптолитовой зоны *scanicus* и продолжает существование до верхов зоны *tumescens*, охватывая темно-серые известково-доломитовые мергели с прослоями глинистых известняков средней и верхней части дубисской свиты, об-

Свита, граптол. зона		Остракодовые ассоциации			
Юрасская				<i>N. jurassica</i> , <i>K. leptosoma</i>	
				<i>J. piltenensis</i>	
				<i>N. tuberculata</i> , <i>H. latviensis</i>	
Палеогенская	Мининская			<i>F. groenvalliana</i> , <i>N. incerta</i>	
	Вентспилс-ская			<i>N. regnans</i> <i>H. loensis</i> <i>U. balticum</i>	<i>C. altonodosa</i> <i>P. numerosa</i> <i>H. loensis</i>
	Митувская			<i>N. lauensis</i> , <i>N. ctenophora</i>	
	Энгурская		<i>N. lauensis</i> <i>N. ctenophora</i>	<i>H. pulchrivelata</i> , <i>S. oleskoensis</i>	
Дубисская	<i>tumescens</i> <i>scanicus</i>	<i>H. pulchrivelata</i> , <i>S. oleskoensis</i>	<i>A. curvata</i> , <i>C. ezerensis</i>		
	<i>nilssoni</i>		<i>C. lietuvensis</i> <i>S. oleskoensis</i>		
Фациальная зона	Материковый склон		Континенталь- ный шельф	Отмель	
	внешний край	внутренний край			

Распространение остракодовых ассоциаций в разнофациальных отложениях верхнего силура Латвии.

разовавшиеся в пределах внутренней подзоны материкового склона. Это четкая, легкодиагностируемая ассоциация с обильными по количеству особей, но таксономически стереотипными популяциями *A. curvata*, *Cr. ezerensis*, *S. oleskoensis*, *Beyrichia snoderiana*. Характеризуемая ассоциация, несомненно, тесно связана с «фауной *A. curvata* и *Craspedobolbina robusta*» остракодовой последовательности о-ва Готланд (Martinsson, 1967), хотя верхний предел распространения ассоциации на территории Западной Латвии более высокий и достигает кровли зоны *tumescens* — уровня, занимаемого на о-ве Готланд уже последующей «фауной *Hammariella pulchrivelata* и *Neobeyrichia nutans*».

Ассоциацию *Hammariella pulchrivelata*, *Saccellatia oleskoensis* в верхнем силуре Латвии отличают толерантность к изменениям среды и обусловленная этим продолжительность существования в разных фациальных условиях. Наиболее раннее ее появление отмечено в монотонных глинистых известково-доломитовых мергелях и глинах дубисской свиты, осаждавшихся на внешнем крае материкового склона (скв. Пилтене-1), на уровне граптолитовых зон *scanicus*—*tumescens*, синхронно с развитием на внутреннем крае склона (скв. Вентспилс-Д-3, Талсы-55) ассоциации *A. curvata*, *Cr. ezerensis*. Видам-индексам в характеризуемой ассоциации сопутствуют виды *Craspedo-*

bolbina percurrans, *Cr. ezerensis*, *Pseudorayella acuta*. Уровень ее распространения, по всей вероятности, синхронен таковому в верхнем силуре о-ва Готланд, где А. Мартинссоном (Martinsson, 1967) на уровне граптолитовой зоны *chimaera* выделена «фауна с *Hammariella pulchri-velata* и *Neobeyrichia nutans*». Второй, более поздний уровень нахождения аналогичной ассоциации приурочен к известково-доломитовым мергелям с комками и прослоями известняков, слагающим энгурскую свиту и залегающим над образованиями, которые содержат граптолиты зоны *tumescens* и остракоды ассоциации *A. curvata*. Отложения эти более мелководного генезиса и образовались в пределах внутренней подзоны склоновой фации (скв. Вентспилс-Д-3, Колка-4) или на открытом шельфе (скв. Талсы-55). На внутреннем крае материкового склона, наряду с видами-индексами, в ассоциации широко представлены виды *Cr. percurrans*, *Cr. ezerensis*, *P. acuta* и некоторые новые виды родов *Aechmina*, *Scipionellus*, *Hoburgella*. Появляются также виды, обычные в мелководных условиях: *Neobeyrichia ctenophora* и *Beyrichia globifera*. Последний вид, по данным А. Мартинссона (Martinsson, 1967), является прибрежным и не встречается в отдалении от карбонатных рифовых тел. На открытом шельфе ассоциация *H. pulchrivelata*, *S. oleskoensis* содержит многочисленные индикаторы мелководности — *B. globifera*, *N. nutans*, *Primitiopsis suavis*, *Borussulus reticulifer*, *Delosia cuneata*, *Venzavella* sp. Характерно здесь обильное присутствие крапедобольбин *Cr. percurrans* и *Cr. ezerensis*, принятых ранее (Martinsson, 1967) за типичные для сланцевых граптолитоносных отложений глубоководного генезиса. Стратиграфическое положение ассоциации в данном случае аналогично диапазону распространения ее в скважинах Средней Литвы, где Л. Сарвом (1977) отмечен *H. pulchrivelata*, встречающийся совместно с *P. cf. ezerensis*, *P. acuta*, *D. cuneata*, *N. nutans*, *B. globifera* на более высоком стратиграфическом уровне, над отложениями с *A. curvata*.

Ассоциация *Neobeyrichia lauensis*, *N. ctenophora* распространена в узкой полосе в северной части Колкского п-ова (скв. Пилтене-1, Вентспилс-Д-3, Талсы-55), в отложениях, перекрывающих образования, содержащие *H. pulchrivelata*, *S. oleskoensis*. В относительно более глубоководной области распространения (скв. Пилтене-1) ассоциация *N. lauensis*, *N. ctenophora* появляется непосредственно над граптолитоносными отложениями, к которым приурочены граптолиты зоны *tumescens* и остракоды ассоциации *H. pulchrivelata*. Ассоциация *N. lauensis*, *N. ctenophora* приурочена здесь к известково-доломитовым глинистым однородным мергелям, составляющим нижнюю часть пагегайской надсвиты и образовавшимся в условиях внутренней подзоны материкового склона. Сопровождаются виды-индексы главным образом видами, склонными к относительно глубоководному образу жизни: *S. oleskoensis*, *L. limpidus*, *Parabolbina ventica*, *Hemsiella cf. hemsiensis*. Ассоциация, несомненно, родственна «фауне с *N. lauensis* и *N. scissaa*», установленной в силуре о-ва Готланд (Martinsson, 1967) на уровне граптолитовой зоны *leintwardinensis*. По мнению А. Мартинссона, характеризующий диапазон распространения *N. lauensis* на территории Латвии соответствует верхнему пределу нахождения вида на о-ве Готланд.

В приближенных к береговой полосе регионах (скв. Вентспилс-Д-3, Талсы-55) ассоциация *N. lauensis*, *N. ctenophora* приурочена к явно мелководным биоморфным и биогермным известнякам и мергелям, содержащим многочисленные строматопораты и табуляты и образо-

вавшимися в условиях открытого шельфа и отмели. В настоящее время они составляют митувскую свиту. Стратиграфический уровень распространения ассоциации здесь идентичен находкам ее в скважинах Средней Литвы (Кункояй, Вирбалис) (Сарв, 1977). В ассоциацию, кроме видов-индексов, входят виды *B. globifera*, *Hemsiella* cf. *anterovelata*, *Neobeyrichia* cf. *scissa*, *Hoburgella* sp., *Undulirete* sp. Следует отметить присутствие здесь *Cr. percurrens*, *Cr. ezerensis*, а также единичные находки *H. pulchrivelata*.

Ассоциация *Neobeyrichia regnans*, *Hemsiella loensis*, *Undulirete balticum* следует за ассоциацией *N. lauensis*, *N. ctenophora* в центральной части Колкского п-ова (скв. Павилоста-51, Пилтене-1), а также в регионах, удаленных от позднелудловской береговой полосы. Ассоциация обильно представлена в глинисто-детритовых мергелях с комками и линзовидными прослоями детритистых известняков, которые образовались в открытошельфовых условиях и составляют среднюю и верхнюю часть пагегайской надсвиты. Ассоциация таксономически разнообразна, в ней, кроме видов-доминантов, присутствуют *B. globifera*, *Hoburgella anterovelata*, *H. cf. tenerrima*, *Lophoctenella angustilaqueata*, *Calcaribeyrichia* sp., *Amygdalella subclusa*, *Scipionellus profundigenus*, *S. amplus*, *S. assuetus*, *Scaldianella personata*, *Sc. simplex*, *Hebellum tetragona*, *H. triviale*, *H. insigne*, *Kuressaaria circulata*, *K. angulata*, *Borussulus reticulifer*. Здесь же начинается развиваться и чрезвычайно широко представленный в верхнесилурийских отложениях вид *Hemsiella maccoyiana*. Характеризуемая ассоциация, вероятнее всего, синхронна «фауне *Cryptolopholobus*, *Juviella* и *Neobeyrichia regnans*» и «фауне с *Hemsiella maccoyiana* и *Neobeyrichia regnans*» остракодовой последовательности силура о-ва Готланд (Martinsson, 1967) и занимает соответствующее стратиграфическое положение.

Ассоциация *Calcaribeyrichia altonodosa*, *Plicibeyrichia numerosa*, *Hemsiella loensis* сменяет в разрезе ассоциацию *N. lauensis*, *N. ctenophora* в северной части Колкского п-ова (скв. Вентспилс-Д-3, Колка-4, -54, Талсы-55), в области мелководного осадконакопления. Названная ассоциация одновозрастна с более глубоководной ассоциацией *N. regnans*, *H. loensis*, *U. balticum*, с которой связана присутствием видов *H. loensis* и *S. simplex*. Ассоциация приурочена к глинистым ругозовым, брахиоподовым биоморфным известнякам и мергелям неясной и комковатой текстуры, образовавшимся в отмельной биофации и составляющим вентспилскую свиту. Ассоциация чрезвычайно богата таксономически, в ней присутствуют как виды, общие с соответствующими фаунами в остракодовой последовательности о-ва Готланд — *Retisacculus semicolonatus*, *H. loensis*, *H. maccoyiana*, *B. globifera*, так и виды, составляющие облик остракодовой фауны характеризуемого стратиграфического диапазона на территории Западной Латвии — *Clavofabella attrita*, *Orcofabella testata*, *O. obscura*, *Primitiopsis minima*, *Limbinariella malornata*, *S. simplex*, *S. personata*, *H. tetragona*, *H. insigne*, *H. triviale*, *Alveolella perplexa*, а также виды широкого стратиграфического диапазона — *A. subclusa*, *Cytherellina magna*. В верхней части интервала распространения характеризуемой ассоциации появляются виды *Hemsiella margaritae*, *Neobeyrichia incerta*, *N. alia*, максимум развития которых падает на последующее даунтонское время.

Ассоциация *Neobeyrichia regnans*, *Calcaribeyrichia altonodosa* заканчивает остракодовую последовательность лудлова Латвии. Последовательность даунтона начинается ассоциацией *Neobeyrichia incerta*,

Frostiella groenvalliana, распространенной повсеместно на территории Западной Латвии (скв. Павилоста-51, Пилтене-1, -31, -32, Колка-4, -54, Вентспилс-Д-3, Талсы-55). Ассоциация приурочена к детритовым глинистым биоморфным мергелям с комками и прослоями известняков минияской свиты, образовавшимся в открытошельфовых и отмельных условиях. Основную долю в ней занимают крупные необейрихии (*N. alia*, *N. buchiana*) и хемсиэллы (*H. massoyiana*, *H. margaritae*). Обильно представлены типичные для всего даунтонского времени «фоновые» виды *A. subclusa*, *C. magna*, *K. circulata*, *K. angulata*. Присутствуют *Sleia equestris*, *S. inermis*, *Macrypsilon salterianum*, *Frostiella cornuta*, *O. arguta*, *H. triviale*.

Могут быть отмечены второстепенные различия в характеризующей ассоциации в отмельной и открытошельфовой зонах: на отмели больше оркофабелл, вензавелл, клавиофабелл, присутствуют ретис-аккулусы, плицибейрихии, калькарибейрихии, в меньшей степени крупные необейрихии. В основном же облик ассоциации монотонный и может быть определен по преобладающим видам (*N. incerta*, *F. pilculata*), которые составляют одноименную остракодовую зону, прослеживаемую и на территории Западной Польши. В остракодовой последовательности Балтики, установленной А. Мартинссоном (Martinsson, 1967), этому интервалу, очевидно, соответствует диапазон распространения «фауны с *Frostiella groenvalliana* и *Londinia kiesowi*», верхняя граница которого определяется появлением в составе фауны остракод нодибейрихий.

Ассоциация *Nodibeyrichia tuberculata*, *Hemsiella latviensis* распространена на территории Западной Латвии (скв. Павилоста-51, Пилтене-1, -31, -32, Колка-4, -54, Вентспилс-Д-3, Талсы-55) и сменяет в разрезе ассоциацию *F. groenvalliana*, *N. incerta*. Она приурочена к детритовым известнякам и мергелям неправильно-слоистой и комковатой текстуры, образовавшимся на открытом шельфе и отмели даунтонского водоема и слагающим на территории Латвии юраскую свиту. В качестве вида-индекса ассоциации выделяется чрезвычайно обильно представленный стратиграфически важный вид *N. tuberculata*. Диапазон распространения его определяет объем соответствующей остракодовой зоны, прослеживаемой на территории Западной Прибалтики и Западной Польши. Сопровождающие виды и общий облик ассоциации весьма близки к подобным ассоциациям *F. groenvalliana*, *N. incerta*. Следует лишь отметить в характеризующей ассоциации многочисленные *Neobeyrichia buchiana* и отсутствие необейрихий с дифференцированными лопастями — *N. alia* и *N. incerta*.

Ассоциация *Juviella piltenensis* и примитиопсиды имеют ограниченное распространение и обнаружены в скважинах северной части Колкского п-ова (Вентспилс-Д-3, Пилтене-1, -31, -32, Колка-4, -54). Она приурочена к комковатым детритовым глинистым известнякам отмельного генезиса и характеризует в сущности *interregnum* в распространении крупных нео- и нодибейрихий, наступивший вследствие временного обмеления позднесилурийского бассейна. Для ассоциации типично присутствие видов широкого диапазона — *S. equestris*, *M. salterianum* — и чрезвычайный расцвет родов *Orcofabella*, *Venzavella*, *Limbinariella*, *Clavofabella*. К этому стратиграфическому интервалу приурочены единичные находки *Nodibeyrichia gedanensis*.

Ассоциация *Nodibeyrichia jurassica*, *Kloedenia leptosoma* венчает остракодовую последовательность верхнего силура Латвии. Она появляется в разрезе вслед за ассоциацией *J. piltenensis* с примитиопси-

дами и имеет аналогичный ареал распространения. Ассоциация приурочена к комковатым детритовым глинистым известнякам и мергелям, образовавшимся на отмели и в открытом шельфе регрессирующего позднесилурийского морского бассейна. Облик ее явно мелководный, в ней много представителей примитиопсид — *O. arguta*, *O. araneosa*, *Venzavella subcostata*, *V. costata*, *Limbinariella macroreticulata*; присутствуют *S. equestris*, *M. salterianum*, *R. semicolonatus*, *R. sulcatus*. Встречаются единичные *N. gedanensis*.

В остракодовой последовательности Балто-Скандинавского региона (Martinsson, 1967) аналогами ассоциаций *N. tuberculata*, *H. latviensis* — *N. jurassica*, *K. leptosoma*, по-видимому, являются «фауны с *Nodibeyrichia*, *Kloedenia*, *Frostiella pliculata*».

При анализе ассоциаций могут быть выявлены временные интервалы, наиболее благоприятные для расцвета остракодовой фауны. На ранних стадиях развития позднесилурийского водоема существовали ассоциации, которые по резкому преобладанию отдельных видов и таксономическому однообразию могут быть отнесены к типу «приспосабливающихся» (opportunistic) (Rollins, Donahue, 1975) (ассоциации *Hammaria pulchrirelata*, *Amphitoxotis curvata*). Оптимальные условия для развития остракодовой фауны наступили в конце лудловского и в даунтонское время, когда существовали богатые таксономически и количественно ассоциации, имеющие облик «зрелых» (ассоциации *Neobeyrichia regnans*, *Calcaribeyrichia altonodosa*, *Neobeyrichia incerta*, *Nodibeyrichia tuberculata*).

ЛИТЕРАТУРА

- ✓ Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Фациально-седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 89—121.
- Сарв Л. И. К расчленению верхнего силура Средней и Южной Прибалтики по остракодам. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 159—178.
- Martinsson A. The succession and correlation of ostracode faunas in the Silurian of Gotland. — Geol. Fören. Stockholm Förh., 1967, vol. 89, p. 350—386.
- Rollins H. B., Donahue J. Towards a theoretical basis of paleoecology: concepts of community dynamics. — Lethaia, 1975, vol. 8, No. 4, p. 255—270.

ВМНПО «Союзморинжгеология», Рига

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОСТРАКОД В ФАЦИЯХ ПРЖИДОЛЬСКОГО ЯРУСА ЛИТВЫ

Н. В. СИДАРАВИЧЕНЕ

В целях поисков неоантиклинальных ловушек нефти и газа на территории Литвы пробурено свыше 30 структурных скважин, расположенных по Суткайскому и Арегалскому профилям, пересекающим пржидольские отложения вкрест их фациальной зональности (рис.).

П. Лапинскас (1981) подразделяет отложения верхней части лудова и пржидоли в этих разрезах на два горизонтальных ряда формаций, граница которых проходит по подошве юраской свиты. В нижнем ряду выделяются (Лапинскас, Чехавичюс, 1981; Лапинскас и др., 1978) формации внешнего и внутреннего открытого шельфа и формация переходных обстановок, охватывающая зону рифогенных барьеров и зону лагун. Последние подразделяются на полуизолированные лагуны нормальной солености и более изолированные лагуны повышенной или нормальной солености. Изученные нами разрезы охватывают формацию внутреннего открытого шельфа и формацию переходных обстановок. Верхний формационный ряд в разрезах Суткайского и Арегалского профилей представлен отложениями шельфа юраского времени.

Общие закономерности распространения остракод в фациях пржидольского яруса Прибалтики освещены в работе Л. Гайлите (1972). В ней охарактеризовано изменение общего количества и родового состава примитиопсид, бейрихиид и клоедениид в прибрежной, мелководной и относительно глубоководной зонах. Приведенные в этой работе рисунки отражают большое различие между количеством остракод в Литве и Северной Латвии, а также в Эстонии. Эта разница, т. е. исключительная малочисленность остракод Литвы, оказалась связанной не столько с фациальной зональностью, сколько с недостаточной представительностью имевшегося в то время остракодового материала по разрезам Литвы. Мнение о бедности остракодовой фауны силура Литвы «подтверждалось» и публикациями А. Пранскевичюса (1972 и др.). Лишь более поздние работы по остракодам Северной Польши (Tomczukowa, Witwicka, 1974) и собранный нами материал по разрезам Литвы дали возможность изменить представление об остракодовой фауне сравнительно глубоководной зоны (она прослеживается лишь на юге Прибалтики), а также южной части мелководной и прибрежной зон (по терминологии Л. Гайлите). Опыт нашей работы лишний раз доказывает, что сравнивать следует лишь одинаково детально изученные разрезы. Поскольку наши исследования проводились на небольшой площади, то ошибки корреляции разнофациальных разрезов были практически исключены. Остракоды изучались по пробам весом 1—2 кг, отобраным в среднем через 1,5—2,0 м. Полученный материал достаточно четко иллюстрирует закономерности распространения часто встречающихся таксонов. Данных по распространению редко пред-

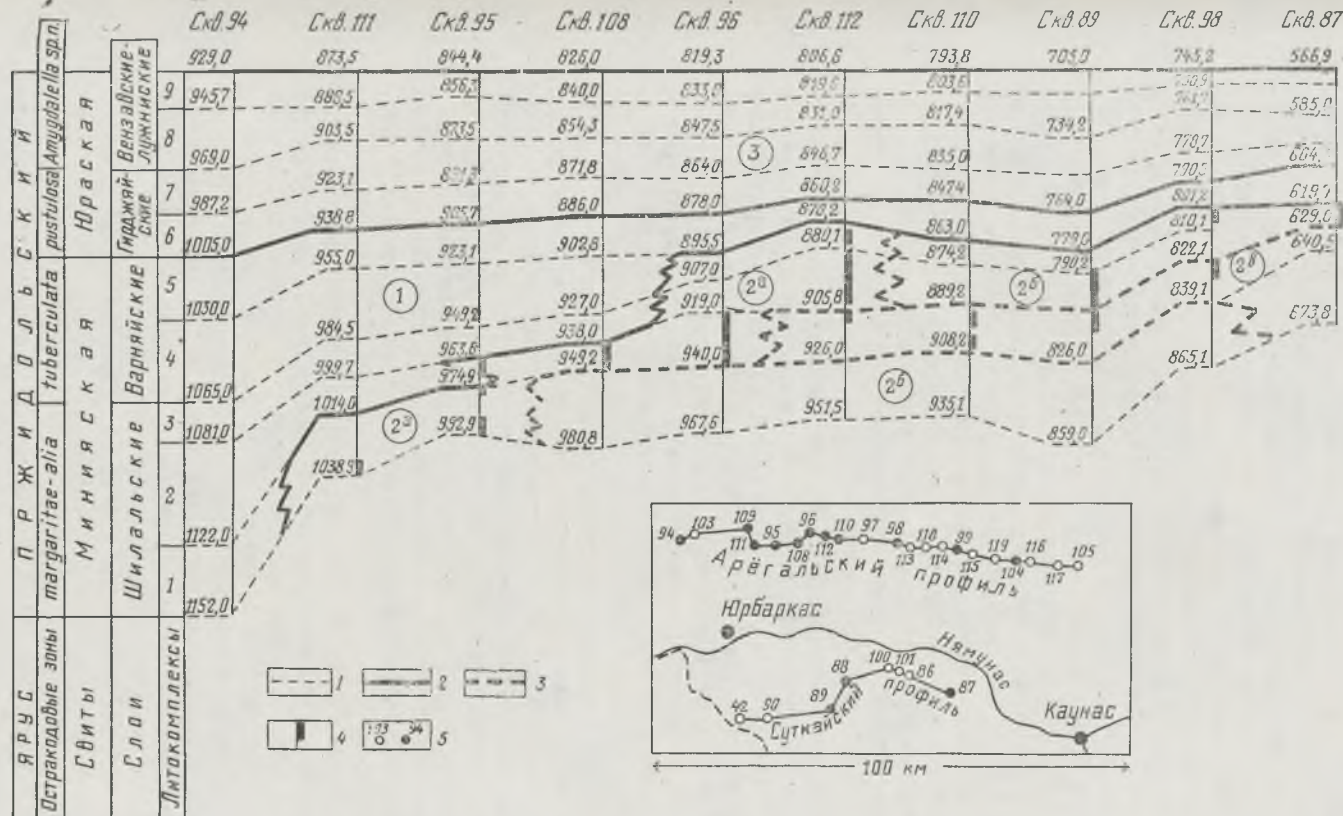


Схема литолого-геофизической корреляции изученных разрезов и их фациальной интерпретации.

Условные обозначения: 1 — границы литологических комплексов, 2 — границы формаций, 3 — границы фациальных зон, 4 — интервалы вскрытия рифогенных отложений, 5 — скважины (черными кружочками отмечены скважины, по которым изучались остракоды); цифры в кружках: 1 — формация внутреннего открытого шельфа минийского времени, 2 — формация переходных обстановок минийского времени, подразделяющаяся на фациальные зоны (2а — зона рифогенных барьеров, 2б — зона более изолированных лагун повышенной и нормальной солености), 3 — формация шельфа юрского времени.

Примечания.

Литолого-геофизическая корреляция разрезов и интервалы вскрытия рифогенных отложений приведены по данным П. Лапинскаса, З. Чехавичюса и И. Яцни, границы формаций и фациальных зон — по данным П. Лапинскаса. Корреляция разрезов и выделение фациальных зон осуществлялись с учетом информации по остракодам.

Отложения фациальной зоны «2в» в пределах литокомплекса 2 относятся к остракодовой зоне. Литокомплексы 1—5 в разрезе скв. № 87 выделяются под названием невисских слоев нерисской свиты.

ставленных таксонов абсолютизировать не следует, так как из-за фрагментарности они могут быть искажены.

Как видно из рисунка, по всему или почти по всему профилю прослеживаются девять литологических комплексов. В западных разрезах пять нижних составляют минияскую, а четыре верхних — юраскую свиты. Внутри свит комплексы группируются на шилальские, варняйские, гирджайские и нерасчлененные вензавские-лужнские слои. Юраская свита прослеживается по всему профилю. Минияская свита сохраняет сходство со стратотипическим разрезом скважины Стонишкый только на западе профиля (скв. № 94). Расположенные восточнее разрезы формации переходных обстановок существенно меняют свой облик. Здесь было бы правильнее говорить не о минияской свите, а о возрастных ее аналогах, номенклатура которых еще не разработана. В крайне восточных разрезах возрастные аналоги минияской свиты выделяются под названием вевиских слоев нерисской свиты. При составлении таблиц 1 и 2, иллюстрирующих распространение остракод, за основу взяты упомянутые выше литокомплексы. Это обеспечивает наибольшую конкретность информации и помогает избежать путаницы, связанной с различной интерпретацией минияской свиты.

Литологическая характеристика изученных разрезов приводится по данным З. Чехавичюса и И. Яцзини.

Литологический комплекс № 1. В формации внутреннего открытого шельфа (разрезы скважин и глубины интервалов, вскрывших определенные литокомплексы, а также фациальная интерпретация отложений приведены на рис.) комплекс представлен мергелями* доломитистыми, глинистыми с детритом и волнистыми прослоями глинистых микрокристаллических известняков, преобладающих в кровле комплекса. В зоне рифогенных барьеров имеются известняки глинистые, микрокристаллические, детритовые и органогенно-обломочные с прослоями мергелей, в зоне полуизолированных лагун — известняки глинистые, детритовые, шламовые или микрокристаллические, отдельными участками (скв. № 96) криноидные (количество и размеры органогенно-обломочного материала уменьшаются к востоку), волнисто-слоистые и комковатые, с прослоями мергелей, с редкими строматопоратами (скв. № 112). В зоне более изолированных лагун в известняках появляются поверхности размыва и прослои черных мергелей со слюдистыми поверхностями напластования и углистыми растительными остатками.

Литологический комплекс № 2. В формации внутреннего открытого шельфа представлены известняки микрокристаллические, редко детритовые, комковатые, с прослоями мергелей, и мергели доломитистые, глинистые, с детритом, комками и прослоями известняков. В зоне барьерных рифов встречаются известняки детритовые и органогенно-обломочные, с прослоями мергелей (скв. № 95), гравелиты из строматопорат и криноидей с прослоями черных мергелей (скв. № 108), известняки криноидно-строматопоровые (скв. № 96). В зоне более изолированных лагун отмечаются известняки детритовые, органогенно-обломочные или криноидно-строматопоровые с прослоями черных мергелей.

Литологический комплекс № 3. В формации внутреннего открытого шельфа имеются известняки и мергели. Известняки криптокрис-

* Преобладают сероцветные породы. Другие окраски будут указаны.

Остракоды литологических комплексов 1—5
(минийская свита и ее возрастные аналоги)

Название вида	№ скважины							
	94	108	96	112	110	89	98	87
<i>Amygdadella subclusa</i>	1—5	145	13—5	14	1—5	145	345	12
<i>Am. sp. n. 2.</i>	1	1	1	12	1			
<i>Aechmina ex. gr. perexcellsa</i>	1							
<i>Aech. molengraaffi</i>	1—5	4	145	145	3—5			
<i>Bollia parva</i>	1—4	5	45		5	45		
<i>Borussulus reticulifer</i>	1—4	45	45	1? 5	35	145	45	
<i>Beyrichia (S.) cf. impersonalis</i>	13		1					
<i>Cytherellina magna</i>	1—5	13—5	13—5	14?	1—3	145	23 4?	5?
<i>Frostiella groenvalliana*</i>					4? 5			
<i>F. sp.</i>	14		5	1	13	1		
<i>Hemsiella dalmaniana</i>	1—4		4	5	35	14	4	
<i>H. margaritae</i>	12	1	1	1	1	1		1?
<i>Hebellum triviale</i>	1—4	1? 4	134	1? 2	1? 2?	145	3	1?
		5?	5?		3			
<i>Heb. tetragonum</i>	1—4	5?	5?	1	1			
<i>Kuressaaria circulata</i>	1—5	13—5	13—5	1245	1—5	145	2—5	12
<i>K. angulata</i>	1—5	13—5	13—5	4	125	145	5	
<i>K. curta</i>	1245	45	45	4	35	45	45	
<i>K. sp. n. 1</i>	1—5		5					
<i>K. transitiva</i>	12							
<i>Leiocyamus limpidus</i>	1?	1	1	1?	125	12?	3	12
<i>Nyhamnella naturalis</i>	1					1		
<i>Neobeyrichia saldusensis</i>	12 4?					5		
<i>N. alia</i>	12	1	1	1	1			1?
<i>Pseudoparchites sp.</i>	1		3	23		1		
<i>Pseudorayella sp.</i>		1		12	12	1		
<i>Primitiopsis minima</i>	12		4 sp.		2 sp.	14 sp.		
			sp.					
<i>Polenovula solida</i>	1? 2—5	13—5	1—5	12	13—5	124	5?	12
<i>P. solida subsp. n.</i>		1	23	13	23	14		
<i>Scaldianella bisulcata</i>	1			1	1			
<i>S. personata</i>	12 3?			1?		1		
<i>Scipionis sp.</i>	1—4	135	1—5	1—5	145	145	245	125
<i>Sleia sp.</i>	12							
<i>Gen. n. sp. n.: Mart., 1962, fig. 132</i>	1		2 4?	2		1		
<i>Asymmetrella prenaiensis</i>	2	1		1	1	1		
<i>Amygdalella nasuta</i>	4? 5	3	1 3?		13			5?
			4? 5					
<i>Beyrichia (S.) globifera</i>		1	12 sp.		1			
<i>Borussulus sp. n.</i>					1			
<i>Bingeria supinata</i>						2	2	12
<i>Calcaribeyrichia sp.</i>		1				1		
<i>Clavofabella cf. heterosa</i>		1						
<i>C. reliqua</i>	2		3			1		
<i>C. sp.</i>		1	14	1	1			
<i>Herrmannina sp.</i>			1	1	12	2	124	12
<i>Hebellum sp. n.</i>					1	1		
<i>Limbinariella malornata</i>		1						
<i>Neobeyrichia cf. incerta</i>	2?			1		1		
<i>Orcofabella obscura</i>		1	4?					
<i>O. testata</i>						1 aff		
<i>O. sp.</i>							4	2
<i>«Octonaria» perplexa</i>		1				1		
<i>Ochesaarina sp. sp.</i>		1	23	23		12	23	1
<i>Primitiopsis ezerensis</i>		1	1? 3	3	2?	1		2
<i>P. ? suavis</i>						1		
<i>Plicibeyrichia sp.</i>		1						

Таблица 1 (продолжение)

	94	108	96	112	110	89	98	87
<i>Retisacculus sulcatus</i>		1	23		1	1		
<i>Saccellatia bimarginata</i>			2		12	1		2
<i>Scaldianella simplex</i>	2	1	1—3	12	1—3	1		1
<i>Undulirete</i> sp. n.		1	1	12	12	1	12	
<i>Venzavella</i> sp.		1	1					
<i>Hemsiella latviensis</i>	2—5	3—5	4			4		
<i>H. loensis</i>	2							
<i>Neobeyrichia buchiana</i>	2—5	3—5	45	3—5	3—5	45	5	5
<i>Kuressaaria</i> sp. n. 2	2							
<i>Sleia kochii</i>	2—5	4? 5	45	5		4?		
<i>S. equestris</i>	2—5	4	3—5	45	3—5	45	45	5
<i>S. inermis</i>	23	3—5	34		5	4	5	
<i>Ciavofabella</i> ? <i>abrasa</i>					2 5?	4?		
<i>C. dubia</i>								2
<i>Gannibeyrichia tumida</i>				2		2	2 3?	2
							4?	
<i>Macrypsilon salterianum</i>	45	45	5	45	5		5	5
<i>Nodibeyrichia bifida</i> **								
<i>Orcofabella arguta</i>		3	2—4			4		
<i>O. araneosa</i>			2—4			34		
<i>Retisacculus semicolonatus</i>				23				
<i>Venzavella costata</i>		1 sp.	1 sp.			4	4	2
<i>V. multicostata</i>			2				3	
<i>V. dicostata</i>							4	
<i>Frostiella loodensis</i>	34		3					
<i>Neobeyrichia elongata</i>	3—5	5	45				5	5
<i>Nodibeyrichia tuberculata</i>	4							
<i>Polenovula</i> sp. n. 1	5	4	5	4	5			
<i>Cavellina</i> sp.	5	4	45	5	45		45	

Примечание: Цифры в табл. 1 и 2 следует понимать таким образом, что, например, вид *Amygdadella subclusa* распространен в разрезе скв. 94 во всех пяти литокомплексах, в разрезе скв. 108 в литокомплексах 1, 4, 5, в разрезе скв. 96 в литокомплексах 1, 3, 4, 5 и т. д.;

* обнаружен в литокомплексе 1, скв. № 95;

** обнаружен в литокомплексе 2, скв. № 95.

таблические, в восточных разрезах детритовые, комковатые и волнисто-слоистые, с прослоями мергелей. Мергели доломитистые и доломитовые, неравномерно-глинистые, с детритом, с прослоями микрозернистых известняков, количество которых увеличивается к востоку. В зоне рифогенных барьеров представлены известняки криноидные, строматопоровые или органогенно-обломочные, глинистые, с прослоями мергелей, в зоне полуизолированных лагун — известняки глинистые, микрокристаллические, с детритом и прослоями мергелей, на отдельных участках (скв. № 89) известняки криноидно-строматопоровые, с онколитами или органогенно-обломочные. Восточнее, в середине профиля (скв. № 98, 87), отмечаются известняки детритовые, волнисто-слоистые, с прослоями черных мергелей, частыми строматопоратами.

Литологический комплекс № 4. В формациях внутреннего открытого шельфа представлены мергели доломитовые, глинистые, с детритом, прослоями и комками детритовых или микрокристаллических известняков и аргиллитов (скв. № 94). В зоне рифогенных барьеров имеются мергели и известняки: мергели доломитистые с детритом и обломками строматопорат, с прослоями брахиоподово-криноидного известняка; известняки глинистые, органогенно-обломочные и крино-

идные, со строматопоратами и прослоями мергелей. В зоне полуизолированных лагун известняки глинистые, микрокристаллические с детритом (скв. № 110), брахиоподово-криноидные со строматопоратами (скв. № 89), брахиоподово-криноидно-мшанковые (скв. № 98), строматопоровые и криноидные (скв. № 87), с прослоями мергелей. На востоке профиля обнаруживаются поверхности размыва.

Литологический комплекс № 5 представлен по всему профилю отложениями открытого шельфа: мергелями доломитистыми или доломитовыми, глинистыми, с детритом и прослоями известняков детритовых, редко брахиоподовых или микрокристаллических. В разрезах скв. № 95, 108, 96 мергели переслаиваются с аргиллитами. В разрезах скв. № 98 и 87 обнаружены известняки доломитистые, органогенные, детритовые и микрокристаллические, волнисто-слоистые, с криноидеями и строматопоратами, с прослоями мергелей.

Литологические комплексы № 6—9 также представлены по всему профилю отложениями шельфа.

Литологический комплекс № 6. В нижней части расположены аргиллиты или глинистые доломитовые мергели с прослоями микрокристаллических и детритовых известняков, в верхней части — мергели или известняки: мергели с прослоями аргиллитов и микрокристаллических, детритовых и брахиоподовых (скв. № 108) известняков, известняки глинистые, детритовые и брахиоподовые, с прослоями мергелей и аргиллитов (скв. № 111, 112, 110). В разрезе скв. № 98 в верхней части литоконплекса наблюдается переслаивание детритовых и микрокристаллических доломитов, известняков и доломитовых мергелей.

Литологический комплекс № 7. Мергели и аргиллиты с прослоями микрокристаллических, детритовых и брахиоподовых известняков. В разрезе скв. № 98 отмечается переслаивание детритовых и микрокристаллических доломитов, известняков и доломитовых мергелей.

Литологический комплекс № 8. Мергели доломитистые, глинистые, с детритом, с прослоями микрокристаллических, детритовых, редко криноидных известняков и известковистых доломитов. На востоке профиля (скв. № 98, 87) выявлены доломиты детритовые и тонкокристаллические, волнисто-слоистые, с прослоями мергелей.

Литологический комплекс № 9. Мергели серо- и пестроцветные, доломитистые, глинистые, с прослоями и комками микрокристаллических и органогенных доломитовых известняков и доломитов. На востоке профиля (скв. № 89, 87) — доломиты серо- и пестроцветные, мелкокристаллические или детритовые, волнисто-слоистые, участками огипсованные, с прослоями мергелей.

В разрезах Суткайского и Арегалъского профилей выделяются следующие фацисальные сообщества остракод:

- внутренней части открытого шельфа минияского времени;
- полуизолированных лагун нормальной солености (сюда условно отнесены и остракоды рифогенных фаций) минияского времени;
- более изолированных лагун нормальной и повышенной солености минияского времени;
- шельфа юраского времени.

Сообщество внутренней части открытого шельфа минияского времени характеризуется большим количеством особей (до 600 экз. в пробе весом 1—2 кг), наличием явно доминирующих таксонов с относительно (по сравнению с сообществом полуизолированных лагун) бедным таксономическим составом (табл. 1). Виды, которые были бы

характерны только для этой формации, в изученных нами разрезах очень редки (единичные находки *Aechmina* ex. gr. *perexcelsa* в литокомплексе № 1). Доминантами являются бейрихииды *Hemsiella dalmatiana* (до 150 экз.* в литокомплексах № 1, 3), *Hemsiella margaritae* (до 50 экз. в литокомплексе № 1), *Neobeyrichia saldusensis* (до 40 экз. в литокомплексе № 1), *Neobeyrichia buchiana* (до 140 экз. в литокомплексах № 3, 4), *Sleia equestris* (10—20 экз. в литокомплексах № 2, 4), *Sleia inermis* (10—20 экз. в литокомплексах № 2, 3), *Sleia kochii* (первые десятки экз. в литокомплексе № 2), *Macrypsilon salterianum* (до 200 экз. в литокомплексах № 4, 5), примитиопсиды *Polenovula solida* (до 90 экз. в литокомплексе № 4), *Amygdalella subclusa* (до 60 экз. в литокомплексах № 3, 4), *Amygdalella* sp. n. 2 и *Borussulus reticulifer* (до 30 экз. в литокомплексе № 1), а также *Aechmina molengraaffi* (до 50 экз. в литокомплексах № 3, 4, 5), *Hebellum triviale* (до 30 экз. в литокомплексах № 1, 3, 4), *Hebellum tetragonum* (10—20 экз. в литокомплексе № 2).

При сравнении сообществ остракод отдельных формаций минияского времени не учитываются находки представителей *Cytherellina* и *Kuressaaria*. Они обнаруживаются по всему разрезу пржидольского яруса (*Kuressaaria*) или до низов юраской свиты включительно (*Cytherellina*). В минияской свите и ее возрастных аналогах (за исключением рифогенных отложений) обычно встречаются в массовом количестве (до 500 экз. в пробе).

Сообщество остракод внутренней части открытого шельфа изученных нами профилей наиболее близко к таковым в мелководных разрезах Павилоста и Эзере в Латвии (Гайлите, 1972). Однако, в отличие от остракод этих разрезов, у нас очень редки представители родов *Nodibeyrichia*, *Frostiella* и *Kloedenia*. Было бы преждевременно объяснять это фациальной зональностью. Все эти роды более или менее часто встречаются начиная с прибрежных отложений на севере Прибалтики до относительно глубоководных (внешнешельфовых) на севере Польши (Гайлите, 1972; Tomczykowa, Witwicka, 1974).

В отложениях полуизолированных лагун нормальной солености общее количество остракод, по сравнению с таковым в отложениях открытого шельфа, уменьшается (редко превышает 100 экз. в пробе), но таксономический состав их более разнообразен. Наряду с видами открытого шельфа, здесь появляются примитиопсиды родов *Clavofabella*, *Orcofabella*, *Venzavella*, *Undulirete*, *Primitiopsis*, *Limbinariella*, а также *Ochesaarina* sp. sp., «*Octonaria*» *perplexa*, *Scaldianella simplex*, *Asymmetrella prenaiensis*, *Calcaribeyrichia* sp., *Retisacculus sulcatus*. Отдельные виды редко образуют скопления. В относительно большом количестве встречаются космополитные примитиопсиды *Amygdalella subclusa*, *Amygdalella* sp. n. 2, *Polenovula solida*, а также *Scaldianella simplex* и *Hebellum triviale*. Наряду с повсеместно распространенными *Polenovula solida*, здесь встречаются более массивные, сильнее выпуклые, с аддукториальной ямкой *Polenovula solida* subsp. n. В восточных разрезах сообщество беднее, увеличивается частота родов *Primitiopsis*, *Orcofabella*, *Ochesaarina*, появляется новый вид *Borussulus* с более расчлененной боковой поверхностью створок, а также представители рода *Hermannina*. Приведенный состав сообщества полуизолированных лагун нормальной солености идентичен таковому прибрежной зоны на севере Прибалтики (Гайлите, 1972).

* Здесь и ниже указано количество экземпляров в пробе.

В рифогенных фациях остракоды очень редки и представлены эврибионтными родами *Amygdalella*, *Scipionis*, *Polenovula*, *Leiocyamus*, *Hebellum*, *Kuressaaria*. По нескольким наиболее представительным пробам можно предположить, что для зоны рифогенных барьеров характерен обедненный комплекс остракод полуизолированных лагун нормальной солености. Ограниченное количество проб, обусловленное небольшими мощностями рифогенных отложений в изученных нами разрезах, не позволяет считать имеющуюся информацию об остракодах этих фаций исчерпывающей.

В отложениях более изолированных лагун нормальной и повышенной солености, наиболее широко развитых в литокомплексе № 2, состав остракод относительно бедный и своеобразный. Специфическими ее элементами являются *Gannibeyrichia tumida* (образует скопления) и *Bingeria supinata*. Встречаются представители рода *Primitiopsis*, *Orcofabella*, *Herrmannina*, *Polenovula*, *Amygdalella*, *Scipionis*, *Leiocyamus*, *Kuressaaria*, многочисленные *Ochesaarina*. Этот комплекс установлен в Подолии, в Прибалтике он прослеживается впервые. Его приуроченность к литокомплексу № 2 свидетельствует о том, что во время накопления этих отложений рифогенные постройки представляли собой наиболее четкий барьер.

Сообщество остракод шельфа юрского времени отличается от сообществ открытого шельфа и полуизолированных лагун минийского времени значительно меньшим количеством видов и их меньшим разнообразием. Преобладают и образуют скопления *Cavellina*, *Kuressaaria*, *Amygdalella*. Среди амигдалелл появляются три новых вида, которые часто доминируют в комплексе (до 300 экз. в пробе). Немногочисленны *Nodibeyrichia pustulosa*, *Leiocyamus* sp. n., *Kloedenia* aff. *leptosoma*, а также реликты минийской фауны в нижних литологических комплексах (табл. 2). Дифференциация юрской остракодовой фауны по площади в пределах изученных профилей очень нечеткая. Она выражается постепенным обеднением ассоциаций к востоку. Своеобразие остракод юрских отложений по сравнению с остракодами открытого шельфа минийского времени свидетельствует о существенной смене условий осадконакопления — о «закрытии» шельфа в регрессирующем бассейне.

Уменьшение общего количества остракод и их видового разнообразия вверх по разрезу прижидольских отложений Литвы происходит не постепенно, а определенными этапами, начало которых приурочено к наиболее глинистым отложениям и фиксировано более часто встречаемой и более разнообразной остракодовой фауной. Такими рубежами служат литологические комплексы № 1, в котором обнаружено максимальное количество видов (57), № 4 (42 вида) и № 6 (29 видов). Ими начинаются нижнешилальский, нижневарняйский и гирджайский мезоциклиты (Лапинскас, 1978), т. е. каждый второй из мезоциклитов, выделенных П. Лапинскасом. Данные по остракодам позволяют предполагать, что они не одинакового ранга.

В прижидольских отложениях изученных нами разрезов прослеживается верхняя часть остракодовой зоны *Hemsiella margaritae* — *Neobeyrichia alia*, отличающаяся от ее нижней (лудловской) части наличием *Frostiella*, зона *Nodibeyrichia tuberculata*, зона *Nodibeyrichia pustulosa* (старший синоним *N. gedanensis*) и зона с предварительным названием *Amygdalella* sp. n., (рассматриваемая как возрастной аналог зоны *Nodibeyrichia jurassica* на севере Прибалтики). В рифогенных и

Остракоды литологических комплексов 6—9
(юрасская свита)

Название вида	№ скважины							
	94	108	96	112	110	89	98	87
<i>Amygdalella subclusa</i>		6 sp. 78	69		68		7 sp.	6
<i>Am. nasuta</i>	89?		6	7				
<i>Aechmina molengraaffi</i>	7	6	67	6	6	7	6	
<i>Bollia parva</i>		6	6			6		
<i>Borussulus reticulifer</i>		6		6?		6		
<i>Cavellina</i> sp.	689	69	6	6—8	67	6	6	6
<i>Cytherellina magna</i>		6			6		6	
<i>Clavofabella</i> ? <i>dubia</i>				8?				
<i>C. sp.</i>	68							
<i>Frostiella loodensis</i>		6						
<i>Hebellum triviale</i>	8	629?	6?	7—9	627—9	67?		
<i>H. tetragonum</i>						6		
<i>Hemsiella dalmaniana</i>		629?		89	69	678	7?	
<i>Kuressaaria circulata</i>	6—9	689	67	6—9	6—9	6—9	67	67
<i>K. angulata</i>	68?	68?	67	69?	67	6—8	6	
	9	9?						
<i>K. curta</i>	67	6	67	6—9	67	67	6	
<i>K. transitiva</i>							6	
<i>K. sp. n. 1</i>			7					
<i>Macrypsilon salterianum</i>	6—3	6	6	67	67	6—8	6	
<i>Neobeyrichia elongata</i>						6		
<i>Orcofabella arguta</i>					9?			
<i>O. testata</i>				89		8		
<i>O. sp.</i>					6			
<i>Polenovula</i> cf. <i>solida</i>		6		89			6?	
<i>P. sp. n. 1</i>		6		6	6	6		
<i>Primitiopsis</i> sp.						8		
<i>Retisacculus sulcatus</i>				8				
<i>Sleia kochii</i>				6	6			
<i>S. equestris</i>	6—8	689	6	79	69	6—8	6	67
<i>S. inermis</i>		6						
<i>Scaldianella simplex</i>						8		
<i>Scipionis</i> sp.	6—9	6	67	6—9	67	6—9	6	6
<i>Amygdadella</i> sp. n. 4	67	6	67	67	67	67	67	7
<i>Am. sp. n. 5</i>	7—9		7	87 9	7—9	7—9	7	
<i>Am. sp. n. 6</i>	9			9				
<i>Clavofabella</i> ? sp. n.		8	6	9		6		
<i>Kloedenia</i> cf. <i>leptosoma</i>	8							
<i>Leiocyamus</i> sp. n.	6	6			6	6	6	
<i>Nodibeyrichia pustulosa</i>	689	6?	6?	6	6	6	6	
<i>N. saldusensis</i>	9	9		9	9			

лагунных отложениях литологического комплекса № 2 прослеживается тейлзона *Gannibeyrichia tumida* (рис.).

Изменение состава остракод на границах зон и литоккомплексов приведено в таблицах 1 и 2 (см. также рис.).

Следует обратить внимание на четкий уровень изменения остракод внутри зоны *Hemsiella margaritae* — *Neobeyrichia alia*, на верхней границе литологического комплекса № 1. На этом уровне в отложениях открытого шельфа исчезают реликты лудловской фауны (*Aechmina* ex. gr. *perexcelsa*, *Nyhamnella naturalis*, *Scaldianella bisulcata*) и появляются *Hemsiella latviensis*, *Neobeyrichia buchiana*, *Sleia kochii*, морфологически четкие *Sleia equestris* и *Sleia inermis*. В фаци-

ях переходных обстановок на этом уровне исчезают *Borussulus* sp. n., *Limbinariella malornata*, «*Octonaria*» *perplexa*, *Primitiopsis suavis*, *Beyrichia* (*Simplicibeyrichia*) *globifera*, *Calcaribeyrichia* sp. и появляются *Orcofabella arguta*, *Orcofabella araneosa*, *Retisacculus semicolonatus*, *Venzavella multicostata*, *Gannibeyrichia tumida* и др. В последних фациях на этом уровне исчезают и виды-индексы зоны *Hemsiella margaritae* — *Neobeyrichia alia*, которые в пределах открытого шельфа найдены также в нижней части литологического комплекса № 2. Еще позднее они исчезают во внешней части открытого шельфа в Северной Польше (Tomczykowa, Witwicka, 1974). Корреляционное значение смежных остракод на границе литологических комплексов № 1 и 2 в открытошельфовых фациях Прибалтики следует проверить по данным изучения разрезов других районов. В фациях переходных обстановок обновление фауны на этом уровне объясняется сменой фаций (отложения полуизолированных лагун нормальной солености перекрываются отложениями лагун повышенной солености) и вряд ли имеет большое значение для корреляции отдаленных разрезов.

Следует обратить внимание на то, что некоторые виды (*Hemsiella latviensis*, *Neobeyrichia buchiana* и др.) в отложениях открытого шельфа появляются раньше, чем в фациях переходных обстановок (табл. 1, 2). Известны и факты более позднего исчезновения видов в разрезах открытого шельфа (например, упомянутое выше диахронное исчезновение *Hemsiella margaritae* и *Neobeyrichia alia*). Это необходимо учитывать при выборе и оценке палеонтологических критериев корреляции разнофациальных разрезов. При фациальных переходах приходится проверять надежность каждой биостратиграфической границы или зоны. Некоторые из них пересекают не только границы фациальных зон, но и границы регионов. К таковым относятся уровень появления рода *Frostiella* и зона *Nodibeyrichia pustulosa*, по которым можно проводить непосредственную корреляцию разрезов Прибалтики и Англии. Другую крайность представляют собой остракодовые зоны — индикаторы определенных фаций. Это внешнешельфовая остракодовая зона *Kloedenia wilckensiana*, прослеживаемая в разрезах Северной Польши, и зона *Gannibeyrichia tumida*, характерная для рифогенных и лагунных фаций. Последняя установлена в Подолии и в частичном объеме прослеживается вслед за фациями более изолированных лагун до юга Прибалтики. Обе эти зоны выявляются лишь в фациально однотипных отложениях. Зона *Nodibeyrichia tuberculata*, широкое региональное распространение которой подчеркивается всеми исследователями, на юге Прибалтики обнаружена лишь в отложениях открытого шельфа. Известны случаи несопоставимости остракод одновременных и фациально однотипных отложений, например, в зонах *Nodibeyrichia jurassica* и *Amygdalella* sp. n., приуроченных, видимо, к обширным, изолированным друг от друга площадям мелкого «закрытого» шельфа регрессирующего бассейна осадконакопления.

До сих пор изучение фациальной приуроченности сообществ остракод пржедольского яруса Прибалтики не нашло достаточного отражения в работах по остракодовой зональности. Однако уже сейчас ясно, что без учета фациальной приуроченности фауны нельзя успешно пользоваться зональными подразделениями и тем более объяснять нередкие случаи несопоставимости местных зональных схем (например, остракодовые зональные схемы пржедольского яруса Прибалтики и Подолии).

Автор выражает искреннюю благодарность И. Вайчялюнасу, З. Чехавичюсу и И. Яцыне, способствовавшим организации и проведению исследований, а также П. Лапинскасу за ценные консультации по литолого-фациальным вопросам.

ЛИТЕРАТУРА

- Гайлите Л. Фациальные комплексы даунтонских остракод Прибалтики. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1972, т. 21, № 4, с. 351—357.
- Лапинскас П. П. Цикличность Балтийского силура. — В кн.: Достижения и перспективы геологического изучения Литовской ССР. Вильнюс, ЛитНИГРИ, 1978, с. 18—21.
- Лапинскас П. П. Формации основных этапов развития Балтийского силурийского-раннедевонского эпиконтинентального осадочного бассейна. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М., 1981, с. 119—120.
- Лапинскас П. П., Малинаускас И. В., Сауленас В. В., Чехавичюс З. Б. Перспективы выявления неантиклинальных ловушек углеводородов в силурийских отложениях восточной части Балтийской синеклизы. — Экспресс-информация. Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа, М., 1978, № 3, с. 1—7.
- Лапинскас П. П., Чехавичюс З. Б. Задачи геологического изучения нефтеперспективных образований силура восточного борта Балтийской синеклизы. — В кн.: Достижения и задачи исследований по геологии Литовской ССР. Вильнюс, 1981, с. 105—107.
- Пранскевичюс А. А. Остракоды силура Южной Прибалтики. — Труды ЛитНИГРИ, вып. 15, Вильнюс, 1972. 280 с.
- Tomczykowa E., Witwicka E. Stratigraphic correlation of Podlasican deposits on the basis of ostracodes and trilobites in the Peri-Baltic area of Poland (Upper Silurian). — Biul. Inst. Geol., 1974, No. 276, p. 55—84.

Литовский научно-исследовательский
геологоразведочный институт, Вильнюс

СООБЩЕСТВА НЕКТОНА, НЕКТОБЕНТОСА И ПЛАНКТОНА (РЫБ, БЕСЧЕЛУСТНЫХ, КОНОДОНТОНОСИТЕЛЕЙ, ГРАПТОЛИТОВ, ХИТИНОЗОВ) СИЛУРА ВОСТОЧНОЙ ПРИБАЛТИКИ

Д. Л. КАЛЬО, В. Я. ВИЙРА, Т. И. МЯРСС, В. В. НЕСТОР

Разнообразие планктонных, нектонных и нектобентосных организмов в силуре Восточной Прибалтики, по сравнению с бентосными группами, невелико. Кроме рассматриваемых в настоящем сообщении хитинозой, граптолитов, конодонтоносителей, бесчелюстных и рыб, известны еще акритархи, некоторые представители моллюсков, в частности головоногих, членистоногих, псевдопланктонных брахиопод и др. Недостаточная изученность последних групп не позволила включить их в данное рассмотрение.

Бентосные организмы, их сообщества, как правило, довольно сильно связаны с характером грунта на дне моря. Распространение нектонных и планктонных организмов, живущих в толще воды, в принципе не должно зависеть от дна (здесь мы не говорим о нектобентосе, питающемся в придонном слое воды), но это не значит, что они свободны от фациального контроля в широком смысле. Это подтверждается при прослеживании их распространения по фациальным зонам бассейна, однако механизм влияния экологических факторов оказывается более сложным.

При анализе фактического материала по распространению отмеченных выше групп организмов авторы пользовались фациальной и экологической моделями силура Восточной Прибалтики, неоднократно публиковавшимися в последние годы (Нестор, Эйнасто, 1977; Кальо, Вийра, Клааманн и др., 1983; см. также литературу в последней работе). Ссылаясь на указанные публикации, считаем возможным опустить здесь вводное описание моделей.

Общая характеристика распространения рассматриваемых пяти групп организмов и их сообществ в пределах Прибалтийского силурийского бассейна также приведена в указанной выше статье большого коллектива авторов и в ряде других трудов (см. Кальо, Клааманн, ред., 1982; Kaljo, Klaamann, Eds. 1982). Поэтому целью настоящего исследования является конкретизация выявленных ранее закономерностей распространения и фациального контроля.

Материалом служили образцы, собранные авторами из четырех буровых разрезов, расположенных на о-ве Сааремаа Эстонской ССР (Охесааре) и п-ове Курземе Латвийской ССР (Колка, Вентспилс, Павилоста, см. рис. 1) (всего 37 образцов). Образцы растворялись в слабой уксусной кислоте, и весь органический остаток изучался авторами (остатки конодонтов — В. Я. Вийра, бесчелюстных и рыб — Т. И. Мярсс, хитинозой — В. В. Нестор, граптолитов — Д. Л. Кальо). При определении фациальной принадлежности образцов авторы пользовались консультацией и разрезами, составленными Р. Э. Эйнасто, которому выражают свою благодарность за помощь.

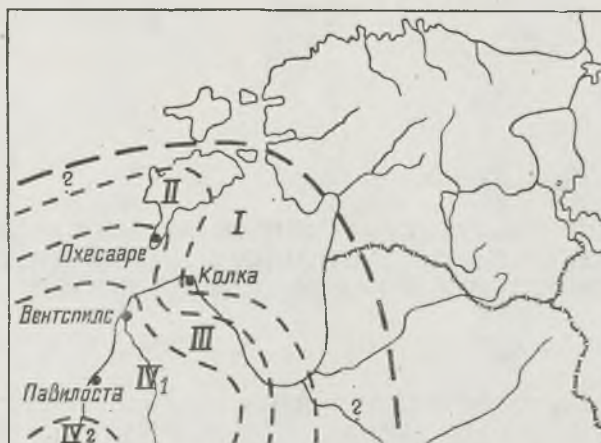


Рис. 1. Схема расположения изученных буровых скважин на фоне фациальных зон конца лудлова.

Для каждого образца определялись таксономическое разнообразие (количество разных таксонов даже в случаях, когда нельзя было установить точное видовое название, например у сикул граптолитов) и относительная частота данной группы среди остатков. Учитывая разные размеры остатков и их среднее количество в образцах (как правило, растворялись пробы весом не менее 300 г), мы пользовались шкалой, приведенной в табл. 1.

Следует подчеркнуть, что приведенная шкала получена чисто эмпирически, и, вероятно, она более или менее соответствует лишь определенным условиям силура Прибалтики.

Результаты изучения таксономического разнообразия и частоты органических остатков в образцах (разнотипных отложениях) приведены в табл. 2 и в несколько обобщенном виде в табл. 3 и на рис. 2. В последних выведены средние значения по фациальным зонам и разным типам отложений с учетом их возраста.

На основе использованных нами материалов можно указать на следующие наиболее существенные тенденции, проявляющиеся в распределении изученных групп организмов.

Бесчелюстные и рыбы ведут себя в основном одинаково: как таксономическое разнообразие, так и частота их остатков увеличиваются в сторону берега. Но имеются и различия. Например, максимуму агнат в лагунной фации в конце лудлова и в пржидоли сопутствовали от-

Таблица 1

Шкала оценки частоты остатков изученных групп организмов в образцах

Частота	Конодонты	Агнаты и рыбы	Хитинозои	Граптолиты
	Количество экземпляров в образце			
Редко	<10	<30	<30	<10
Средняя частота	10—50	30—300	30—250	10—30
Многочисленно	>50	>300	>250	>30

Таблица 2

Таксономическое разнообразие и частота остатков изученных групп организмов по фациальным зонам

Скважина, глубина нахождения образца, м	Страт. поло- жение	Порода	Фаціаль- ная зона	Нектон и нектобентос						Планктон			
				Агнаты		Рыбы		Конодонты		Хитинозои		Граптолиты	
				Ви- дов	Час- тота	Ви- дов	Час- тота	Ви- дов	Час- тота	Ви- дов	Час- тота	Ви- дов	Час- тота
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<i>Охесааре</i>													
67,4—6	K _{3b}	зернистый известняк	II	1	P	2	C	5	M	2	P	0	O
93,4—94,0	K _{3a}	глин. домерит	I	7	M	3	M	2	C	0	O	0	O
<i>Колка</i>													
270,8—271,2	K _{3a}	детритовый известняк	III	0	O	0	O	3	M	0	O	0	O
276,2—4	"	зернистый известняк	II	5	C	3	C	5	M	5	C	0	O
279,5—9	"	"	II	2	P	1	P	4	M	1	P	0	O
282,2—5	"	домерит	I	3	C	3	C	3	C	2	C	0	O
284,2—5	"	глин. мергель изв. линзы	III	5	M	3	M	5	M	2	P	0	O
286,1—3	K ₂	зернистый известняк	II	1	P	0	O	3	C	0	O	0	O
287,4—7	"	глин. доломит	I	0	O	0	O	3	P	0	O	0	O
<i>Вентспилс</i>													
273,3—8	K ₄	долом. домерит	I	5	C	8	M	4	M	4	C	0	O
294,1—2	"	глин. домерит	III	2	C	5	M	3	C	6	M	0	O
	K _{3b}	карб. линзы											
367,5	"	глин. мергель	III	0	O	3	M	2	C	—	—	—	—
	"	изв. линзы											
372,0	"	"	III	—	—	—	—	—	—	7	M	0	O
452,0	K _{3a}	мелкодетр. известняк	III	—	—	—	—	—	—	2	P	0	O
453,0	"	"	III	2	P	2	P	5	C	—	—	—	O
585,0	K ₂	глин. мергель	IV2	—	—	—	—	—	—	9	C	5	C
586,0	"	"	IV2	0	O	0	O	2	C	—	—	—	—
590,0	"	"	IV2	2	P	2	P	—	—	—	—	—	—
604,8	"	"	IV2	0	O	2	P	—	—	—	—	—	—
609,0	"	"	IV2	—	—	—	—	—	—	3	P	8	M
609,8	"	"	IV2	0	O	0	O	2	P	—	—	—	—
<i>Павилоста</i>													
570,4—8	K _{3b}	глин. мергель изв. линзы	III	0	O	3	C	4	M	5	C	0	O
571,6—9	"	"	III	0	O	2	P	2	P	4	C	0	O
577,0—6	"	"	III	0	O	2	C	4	M	4	C	0	O

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
544,3—8	„	долом. глина	IV1	0	O	1	P	2	C	8	M	—	—
590,0—5	„	„	IV1	0	O	1	P	1	P	10	M	—	—
690,0—5	K _a	мерг., глин. мерг. изв. линзы	IV1	1	P	0	O	4	P	7	M	2	C
695,0—5	„	„	IV1	0	O	0	O	1	P	5	M	1	P
700,0—3	„	„	IV1	2	P	0	O	2	P	9	C	3	P
705,0—5	„	„	IV1	1	P	0	O	3	C	4	C	2	C
726,0—5	„	алевр. домерит	IV1	0	O	0	O	1	C	9	M	2	C
731,1—3	„	„	IV1	0	O	0	O	2	C	9	M	1	P
736,0—5	„	„	IV1	0	O	0	O	1	P	3	C	1	P
742,0—3	K ₂	дол.-изв. мергель	IV1	0	O	0	O	0	O	6	M	—	—
745,3—6	„	„	IV1	0	O	0	O	1	P	4	C	—	—
750,3—6	„	глин. мергель	IV2	1	P	1	P	1	P	6	C	4	M
756,0—4	„	„	IV2	0	O	0	O	2	P	4	C	5	M

Примечания и объяснения. Термином «зернистый известняк» обозначаются биоморфные и детритовые (в основном крупнодетритовые) известняки, встречающиеся совместно. Карбонатные линзы в разных мергелях и домеритах III зоны, как правило, зернистые (детритовые), а в IV зоне — илестые или илесто-зернистые. Фациальные зоны: I — лагуна и приливная равнина (закрытый шельф); II — отмель; III — открытый шельф; IV — склон (переходная), причем IV1 — верхняя часть и IV2 — нижняя (глубокая) часть зоны.

Количество видов указано цифрами, частота охарактеризована оценкой (см. табл. 1): P — редко, C — среднее количество и M — многочисленно, O — отсутствует. Ноль означает отсутствие группы, минус — не изучена проба на данную группу.

Таблица 3

Среднее разнообразие и средняя частота по фаціальным зонам и по возрасту
(по данным табл. 2)

Возраст (горизонт)	Фациальная зона, порода	Кол-во об- разцов	Нектон и нектобентос						Планктон				№ гистогр. на рис. 2
			Агнаты		Рыбы		Конодонты		Хитинозои		Граптолиты		
			Видов	Час- тота	Видов	Час- тота	Видов	Час- тота	Видов	Час- тота	Видов	Час- тота	
	1		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	I зона в среднем в том числе:	4	3,75	C	3,5	C	2,75	C	1,5	P	0	O	
K ₄	дол. домерит	1	5	C	8	M	4	M	4	C	0	O	3
K _{3a}	домерит, глин. домерит	2	5	CM	3	CM	2,5	C	1	P	0	O	2
K ₂	глин. доломит	1	0	O	0	O	3	P	0	O	0	O	1
	II зона в среднем в том числе:	4	2,25	P	1,5	P	4,25	M	2	P	0	O	
K _{4b}	зернистый известняк	1	1	P	2	C	5	M	2	P	0	O	6
K _{3a}	"	2	3,5	PC	2	PC	4,5	M	3	PC	0	O	5
K ₂	"	1	1	P	0	O	3	C	0	O	0	O	4
	III зона в среднем в том числе:	10	1,1	P	2,5	C	3,5	CM	4	CM	0	O	
K ₄ , K _{3b}	глин. домерит и глин. мергель с карб. линзами	6	0,4	P	3	C	3	C	5,2	CM	0	O	9
K _{3a}	детритовый известняк	3	1	P	1	P	4	CM	1	P	0	O	8
"	глин. мергель с изв. линзами	1	5	M	3	M	5	M	2	P	0	O	7
	IV верхняя подзона в среднем в том числе:	11	0,4	P	0,2	P	1,6	P	6,7	CM	1,7	P	
K _{3b}	дол. глина	2	0	O	1	P	1,5	PC	9	M	—	—	12
K _{3a}	мерг., гл. мерг. изв. линзы	4	1	P	0	O	2,5	P	6,25	CM	2	PC	11
"	алевр. домерит	3	0	O	0	O	1,3	PC	7	M	1,3	P	10
K ₂	дол.-изв. мергель	2	0	O	0	O	0,5	P	5	CM	—	—	
K ₂	IV нижняя подзона в среднем	8	0,5	P	0,8	P	1,75	P	5,5	C	5,5	M	
	все пробы глин. мергеля												

дельные вспышки, связанные лишь с определенными, более мористыми отложениями в отмельной зоне: в курессаареских зернистых известняках имело место лишь небольшое увеличение (гистограмма 5 на рис. 2), существенно большим оно было в глинистых мергелях с известковыми линзами открытого шельфа (гистограмма 7 на рис. 2). Максимум рыб наступил несколько позже, в пржидоли, и их сравнительно многочисленное распространение в зоне открытого шельфа было более широким, чем у агнат.

Сравнительно незначительное присутствие бесчелюстных и рыб в отмельных фациях является несколько неожиданным. Вполне возможно, что общепринятое мнение о многочисленности и разнообразии этих групп на отмелях основывается на изучении костеносных слоев, представляющих собой результат вторичного обогащения. С другой стороны, количество изученных нами образцов было ограниченным, и поэтому случайные (или специфические) отклонения сильно влияют на средние значения.

В целом же можно подтвердить, что агнаты и рыбы являются животными шельфа в широком смысле (неритической области моря); глубже или на более удаленных от берега акваториях они встречаются сравнительно редко. Латеральные сообщества до сих пор обнаружены не были.

Конодонты также распространены главным образом в неритической области, причем наиболее многочисленно и разнообразно они представлены в отмельной фациальной зоне. В пределах открытого шельфа и лагунной зоны их частота и разнообразие немного меньше, чем в отмельной, но важно, что в двух упомянутых зонах конодонты, как правило, всегда превалируют над агнатами и рыбами, а в лагунной зоне их соотношения обратные.

В более глубоководных склоновых или переходных фациях конодонты встречаются редко и они менее разнообразны, но всегда доминируют по сравнению с агнатами и рыбами.

Латеральные сообщества конодонтов выделяются на основе изменения таксономического состава фауны.

Наиболее прибрежное сообщество *Ctenognathodus* прослеживается в лагунно-отмельных фациях роотсикюлаского времени (Вийра, 1982). Главную роль в нем играет *Ct. munchisoni*, обнаруженный в большом количестве в известняке с чешуями агнат (обн. Везику, о-в Сааремаа) и более ограниченно в скрытокристаллическом известняке, в эврипте-ровом и коралловом доломитах, в зернистых известняках.

В отмельной и открытошельфовой фациях выделяется два сообщества: *Kockelella* в венлокских отложениях и *Ozarkodina* в лудлове и пржидоли. При этом *K. ranuliformis* первого сообщества приурочен к различным зернистым известнякам отмельной зоны, а *K. walliseri* — к более глинистым породам открытошельфовой зоны.

Сообщество *Ozarkodina* распространено, кроме отмельной и открытошельфовой, еще в склоновой фациальной зоне. В пределах этого сообщества отдельные таксоны предпочитают определенные фации. В отмельной фациальной зоне широко распространена *Oz. confluens*, образующая иногда массовые скопления. *Oz. excavata* (в лудлове) и *Oz. s. eosteinhornensis* (в пржидоли) более характерны для открытошельфовой зоны, но могут встречаться и в двух соседних фациальных зонах.

Склоновая фациальная зона представлена в лудлове сообществом *Polygnathoides siluricus* (вместе с *P. emarginatus* и *Kockelella variabilis*),

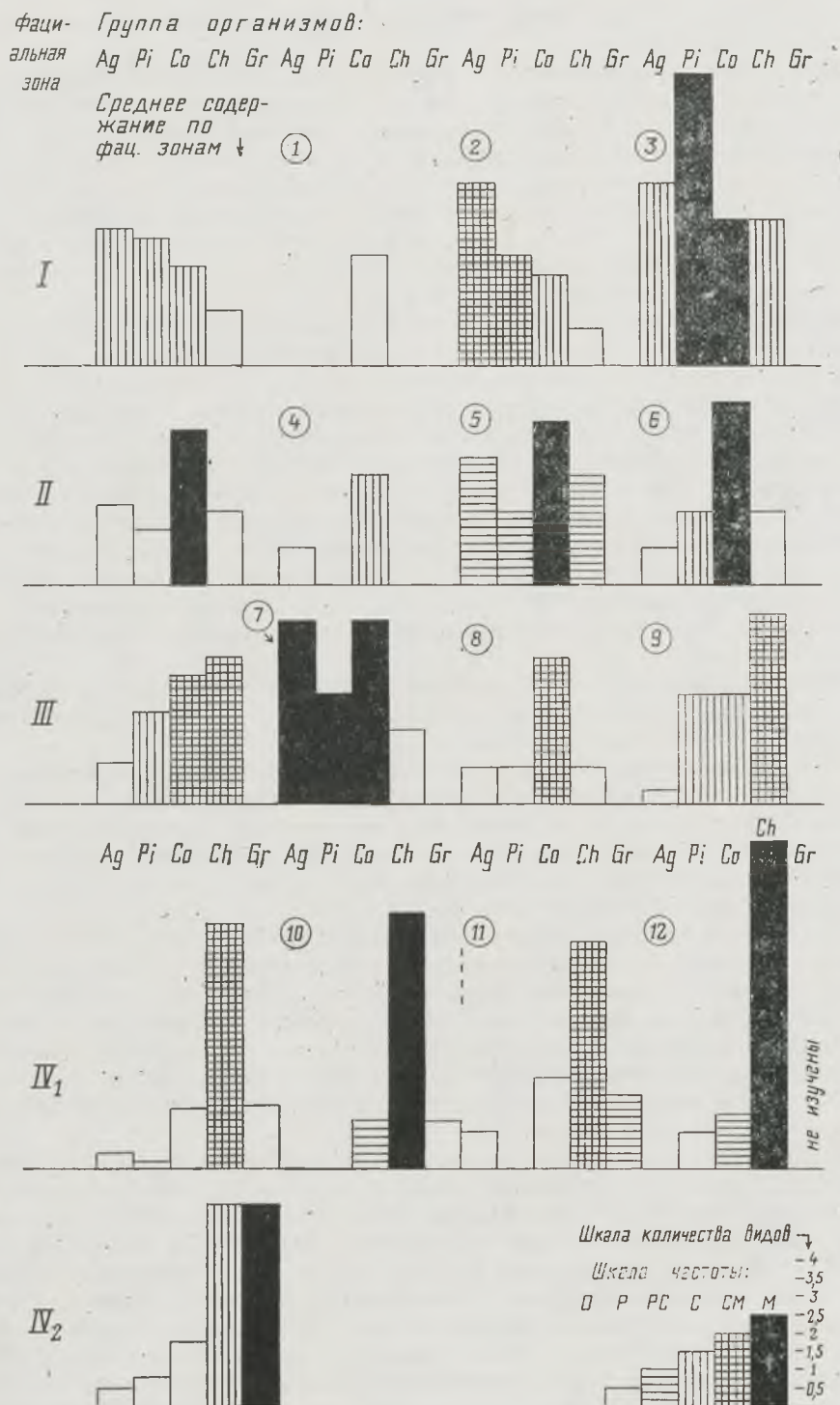


Рис. 2. Гистограммы таксономического разнообразия и частоты остатков изученных групп.

Номера в кружках указывают на данные, приведенные в табл. 3.

в глубокой части этой фации в позднем лландовери выделяется сообщество *Pterospathodus*.

Хитинозои, таксономическое разнообразие и частота остатков которых увеличиваются в направлении к внешнему краю шельфа, достигают максимума в верхней подзоне склоновой фации (IVI на рис. 2); несколько меньше их в глубокой части открытого шельфа (9 на рис. 2), а также в нижней подзоне склоновой фации. В отмельной и лагунной фациях роль хитинозой резко уменьшается, но в отдельных образцах (например, 3 на рис. 2) они могут встречаться довольно часто и разнообразно. Как правило, хитинозои отсутствуют в биогермных постройках (см. также Laufeld, 1974 и др.).

Латерально таксономический состав хитинозой изменяется сравнительно мало. Но опыт показывает, что у разных таксонов фациальная толерантность выражена по-разному. Представители рода *Linochitina*, а также анцуро-, анго- и готландохитины, имеющие более крупную и сложную орнаментацию (например, *Ancyrochitina pedavis*, *A. desmea*, *Angochitina ceratophora*, *A. crassispina*, *Gotlandochitina villosa* в лудлове Прибалтики), распространены преимущественно в склоновой фациальной зоне, представленной глинистыми отложениями. В более карбонатных отложениях они встречаются спорадически или отсутствуют полностью. Гладкие и слабоорнаментированные формы (представители родов *Conochitina*, *Eisenackitina* и др.) фациально более толерантны и встречаются иногда также в породах отмельной фациальной зоны.

Следует отметить, что в крайних фациях встречаются преимущественно те виды, которые на данном стратиграфическом уровне вообще наиболее многочисленны (виды-доминанты).

Редко отдельные таксоны хитинозой предпочитают мелководные фации. Так, по С. Лауфельду (Laufeld, 1974), *Sphaerochitina acanthifera* широко представлен в мелководных отложениях слоев Бургсвик на о-ве Готланд. К числу подобных примеров относится, вероятно, и *Pterochitina perivelata*, распространенный в разрезе скв. Колка на глубине 282,2—282,5 м (см. табл. 2).

Ряд других авторов (Wood, 1974; Miller, 1982; Grahn, 1982 и др.) также отметили, что отдельные таксоны хитинозой больше связаны с определенными фациями. Представляется, что в силуре Восточной Прибалтики узкая фациальная приуроченность отдельных видов не столь четко выражена, и поэтому латеральные сообщества хитинозой пока нами не выделяются. Имеющиеся различия сводятся больше к наличию или отсутствию определенных таксонов в одновозрастных, но разнофациальных отложениях.

Граптолиты практически полностью приурочены к глубокой части бассейна. Максимум их разнообразия и частоты связан с депрессионной фациальной зоной (образцы из этой зоны здесь нами не рассматриваются) и глубокой частью склоновой зоны (IV2 на рис. 2). В сторону берега роль граптолитов быстро убывает, и в пределах шельфа они почти никакого значения в экосистемах не имеют. Известно распространение отдельных специфических видов граптолоидей, и особенно дендроидей, или случайные находки других граптолитов. Объяснение причин подобного распространения граптолитов приводится разное (Kaljo, 1978; Watkins, Berry, 1977), и здесь нет необходимости на этом останавливаться.

Возможность выделения латеральных сообществ граптолитов отмечалась неоднократно (Berry, Boucot, 1972 и др.), но широкой попу-

лярности не приобрела. В Восточной Прибалтике ассоциации силурийских граптолитов описаны И. Ю. Пашкевичюсом (1983).

Изложенный выше материал позволяет подчеркнуть одну общую закономерность: планктонные организмы, каковыми являются граптолиты и хитинозои, предпочитали обитать в глубоком море, граптолиты наиболее глубоко, хитинозои — в пределах склона и открытого шельфа. В мелководной части моря они редки или отсутствуют вообще (в частности, в среде с высокой подвижностью воды).

Нектон и нектобентос предпочитали жить в неритической области моря; они сравнительно редки в глубокой части бассейна, тогда как в сторону берега их разнообразие и численность возрастают.

Объяснить такое явление пока еще трудно, но нам кажется вероятным, что, несмотря на нектонный или нектобентосный образ жизни, большинство рыб, агнат и конодонтов питались организмами или их остатками, населяющими мелкое море, в основном микропланктоном и бентосом, а хищные рыбы также бесчелюстными, тогда как планктонные хитинозои и граптолиты использовали более мелкую пищу и питательные вещества из толщи воды.

В поисках причин малого количества остатков нектонных агнат, и особенно рыб, в мелководных отложениях нельзя забывать и о разных скоростях накопления осадков, а также возможного растворения органических остатков при их опускании на дно.

Несмотря на то, выделяются латеральные сообщества в определенных группах планктонных, нектонных и нектобентосных организмов или нет (это, кроме всего прочего, и вопрос подхода), настоящий анализ распространения ряда групп организмов предельно ясно показывает влияние фациального контроля на состав живого составляющего экосистемы толщи воды моря. Как было установлено, для анализа этого населения применима фациальная модель, первоначально составленная по признакам дна моря. Это дает основание утверждать существование теснейшей взаимосвязи между толщей воды и дном моря, которая проявляется как в специфике состава населяющих разные фации сообществ, так и в экосистемном единстве биоса бассейна в целом.

Отмеченные выше закономерности свидетельствуют о необходимости тщательного изучения биотической структуры бассейна как в части бентосных, так и планктонных и нектонных организмов.

ЛИТЕРАТУРА

- Вийра В. Мелководный конодонт *Stenognathodus murchisoni* (поздний венлок Эстонии). — В кн.: Сообщества и биозоны в силуре Прибалтики. Таллин, 1982, с. 63—83.
- Кальо Д. Л., Вийра В. Я., Клааманн Э. Р., Мянниль Р. П., Мярсс Т. И., Нестор В. В., Нестор Х. Э., Рубель М. П., Сарв Л. И., Эйнасто Р. Э. Экологическая модель силурийского бассейна Восточной Прибалтики. — В кн.: Проблемы экологии фауны и флоры древних бассейнов. Москва, 1983, с. 43—61.
- Кальо Д. Л., Клааманн Э. Р., ред. Сообщества и биозоны в силуре Прибалтики. Таллин, 1982. 139 с.
- Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Фациально-седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 89—121.
- Пашкевичюс И. Ю. Ассоциации силурийских граптолитов в разнофациальных зонах Прибалтики. — Научн. труды высш. учеб. завед. Лит. ССР, Геология, 1983, № 4, с. 23—40.

- Berry W. B. N., Boucot A. J. Silurian graptolite depth zonation. — In: Int. Geol. Congr. 24 Sess. Canada 1972, sect. 7, Paleontology, Montreal, 1972, p. 59—65.
- Grahn Y. Caradocian and Ashgillian Chitinozoa from the subsurface of Gotland. — Sver. Geol. Unders., 1982, Ser. C, No. 788. 66 p. Uppsala.
- ✓ Kaljo D. On the bathymetric distribution of graptolites. — Acta paleontol. pol., 1978, vol. 23, No. 4, p. 523—531.
- ✓ Kaljo D. L., Klaamann, E. R., Eds. Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian. Tallinn, 1982. 110 p.
- Laufeld S. Silurian Chitinozoa from Gotland. — Fossils and Strata, 1974, vol. 5. 130 p.
- Miller M. A. The use of Chitinozoans for recognition of sedimentary environments: concepts and examples — J. of Paleont., 1982, vol. 56, Suppl. to, No. 2, p. 19.
- Watkins R., Berry W. B. N. Ecology of a Late Silurian fauna of graptolites and associated organisms. — Lethaia, 1977, vol. 10, p. 267—286.
- Wood G. D. Chitinozoa of the Silica Formation (Middle Devonian, Ohio): Vesicle ornamentation and paleoecology. — Publ. Mus. Michigan State Univ., Paleont. ser., 1974, vol. 1, No. 4, p. 127—162.

Институт геологии АН ЭССР,
Таллин

РЕЗУЛЬТАТЫ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ ВЕРХНЕГО СИЛУРА ПРИБАЛТИКИ

М. П. РУБЕЛЬ, Д. Н. ПАК

Стратиграфическая корреляция представляет собой весьма сложную и многоаспектную задачу. Использование количественных методов при ее решении показало, что, по крайней мере, для выяснения временных соотношений необходима какая-либо шкала времени, с помощью которой можно датировать изучаемые разрезы (Shaw, 1964; Schwarzscher, 1975; Rubel, Pak, 1984; Салин, 1979 и др.). Для конструирования шкал времени из наблюдаемых в разрезах событий предложено много способов. При их построении определенное значение имеет и характер экспериментального материала. Так, вероятностные решения этой задачи были выработаны исходя из опыта по изучению наннопланктона и фораминифер из океанических буровых скважин, по всем изученным разрезам которых предполагалось наличие выдержанных последовательностей таксонов. Отклонения от принятой последовательности рассматривались при этом как случайные «ошибки» разной природы (Hay, 1972; Gradstein, 1982).

В то же время хорошо известно, что пространственное распространение бентосных групп организмов контролируется средой, и поэтому не все нарушения в последовательностях таксонов в разрезах можно считать случайными. Таким образом, при конструировании палеонтологических шкал, как и при датировании разрезов по бентосным группам организмов, надо учитывать, что фактически наблюдаемые в разрезах интервалы распространения таксонов могут быть далеко не одновозрастными. Названные обстоятельства принимаются во внимание при детерминистических решениях задачи стратиграфической корреляции (Nagreg, 1981).

Данная статья посвящена выяснению временных соотношений между определенными событиями в пяти верхнесилурийских разрезах Прибалтики по детерминистическому методу. В ней освещаются вопросы составления палеонтологических шкал при наличии сведений по многим группам организмов и техника корреляции разрезов, по которым предполагается значительный фациальный контроль над распространением таксонов. В качестве результатов приводятся интервалы для определения нижних границ по четырем горизонтам в пяти рассмотренных разрезах. Эти интервалы несколько отличаются от предложенных ранее.

При написании настоящей статьи использованы данные о распространении шести групп организмов, предоставленные нам весной 1982 г. следующими исследователями: по позвоночным — Т. Мярсс, по остракодам — Л. Гайлите и Л. Сарвом, по брахиоподам — И. Силиной и П. Мустейкисом, по хитинозоям — В. Нестор, по конодонтам — В. Вийра и по трилобитам — Реэт Мянний. Авторы статьи весьма признательны им за предоставление материалов для обработки.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ОБРАБОТКА

Изучены пять опорных разрезов верхнесилурийских отложений на северном борту Палеобалтийского бассейна (рис. 1). В этих разрезах представлены все основные типы пород силура Прибалтики, по распространению которых они подразделены на две группы: (1) северные с относительно мелководными — Каугатума, Охесааре-1 и Колка-54 — и (2) южные с относительно глубоководными отложениями — Вентс-пилс и Павилоста (см. рис. 2). В них были установлены представители 268 таксонов (в основном видов) по шести группам организмов (см. табл. 1). Данные о распространении названных групп в рассматриваемых разрезах можно найти в опубликованных ранее работах (Ecostratigraphy..., 1982; Кальо, Клааманн, 1982).

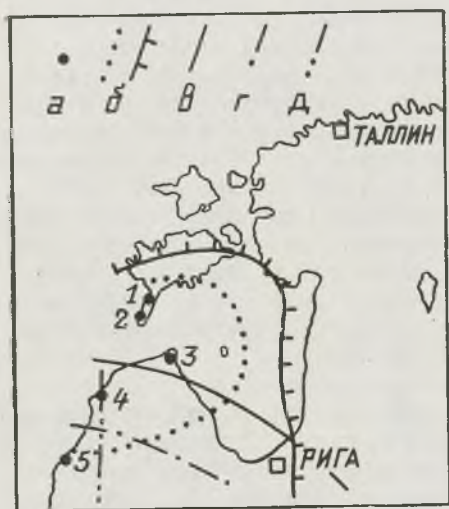


Рис. 1. Расположение изученных буровых скважин и фациальных границ позднего силура: а — буровые скважины, б — границы современного распространения лудловских и пржидольских отложений, в—д — границы детритовой и переходной фаций (в — для лудлова, г — для нижнего пржидоли, д — для верхнего пржидоли) (по Кальо, 1977, рис. 3).

Рис. 2. Распространение ассоциаций отложений и их фациальная интерпретация в изученных разрезах: I — разнообразные известняки, доломиты и чередующиеся с ними мергели карбонатного шельфа; II — однообразные мергели с комками, редкими прослоями илистого и глинистого известняков пологого склона шельфа; III — монотонные граптолитовые мергели и аргиллиты депрессионной впадины (по Nestor, Einasto, 1982, Fig. 2).

КАУГА- ТУМА	ОХЕ- СААРЕ	КОЛКА- 54	ВЕНТС- ПИЛС	ПАВИ- ЛОСТА
0	0	166	275	489
I	I	I	I	I
82	118	305	344	560
			II	
			416	
			I	II
			505	
			II	
				822
			645	III
			III	
			688	898

Таблица 1

Число таксонов по группам организмов и разрезам

Скважины \ Группа	О	Б	Х	П	К	Т	Всего
Каугатума	46	18	17	13	12	9	95
Охесааре-1	51	35	30	24	11	13	164
Колка-54	34	29	29	24	15	11	133
Вентспилс	40	26	33	27	12	6	149
Павилоста	37	23	29	7	10	7	81
Всего разных таксонов	84	48	47	37	22	30	268

Условные обозначения: П — позвоночные, О — остракоды, Б — брахиоподы, Х — хитинозои, К — конодонты, Т — трилобиты.

Таблица 2

Число включенных в стандарт таксонов (числитель) и событийных уровней (знаменатель) в стандартах, составленных по группам организмов отдельно и совместно (СС) для пяти разрезов вместе или их группировок

Группа	Вместе	Глубоководные	Мелководные
Х	37/13	27/8	34/13
П	35/12	28/10	27/5
О	34/10	41/15	28/10
Б	26/7	32/11	24/10
Т	8/4	11/4	6/3
К	14/3	15/3	11/5
СС	85/29	112/42	91/33

Условные обозначения групп см. при табл. 1.

Список использованных здесь таксонов и данные о их распространении, приведенные в табл. 1, хранятся в Институте геологии АН ЭССР (г. Таллин). Эти данные обрабатывались программой СТАНД, разработанной одним из авторов (см. Рак, 1984). В результате были составлены палеонтологические шкалы (стандарты) как по каждой группе организмов (по всем пяти разрезам вместе и для их отдельных групп), так и по всем группам организмов вместе (см. табл. 2). С помощью этой же программы получены интервалы распространения определенных событий по всем названным шкалам во всех изученных разрезах.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ШКАЛЫ

Использованная программа обобщает информацию об относительном распространении таксонов из частных разрезов в виде одной ступенчатой таблицы (рис. 3), именуемой стандартом. В таких стандартах обобщены взаимоположения интервалов распространения таксонов согласно их непротиворечивому последованию во всех изученных разрезах. Это означает, что, например, в рассмотренном на рис. 3 случае все интервалы распространения таксона 204 в частных разрезах не

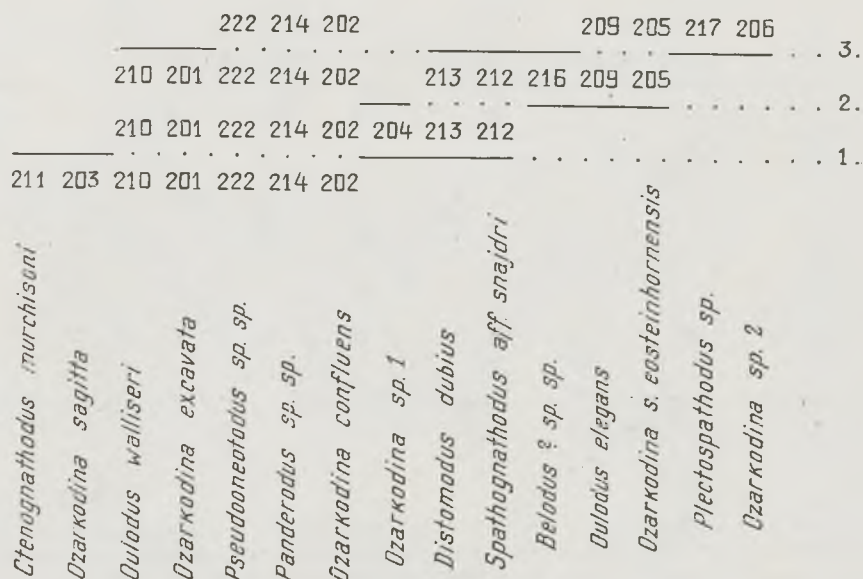


Рис. 3. Конодонтовый стандарт и событийные уровни (обозначены порядковыми номерами справа) по данным трех мелководных разрезов.

перекрывались с интервалами таксонов, показанных ниже (таксоны 211 и 203) и выше его (таксоны 216, 209, 205, 217 и 206). В то же время все таксоны, расположенные на одной строке с таксоном 204, имели с ним хотя бы в одном разрезе перекрывающиеся интервалы или могли быть рассмотрены как таковые (подробнее см. Rubel, 1978). Очевидно, что приведенные правила обобщения оставляют весьма большую свободу при построении различных комбинаций взаимоположений таксонов в частных разрезах. Для иллюстрации сказанного укажем опять на те же конодонты, которые распределены в разрезах так, что ни один из изученных трех разрезов не имел полностью совпадающей со стандартом последовательности таксонов (см. рис. 4). В этом и следует видеть влияние экологического контроля на распространение таксонов в частных разрезах.

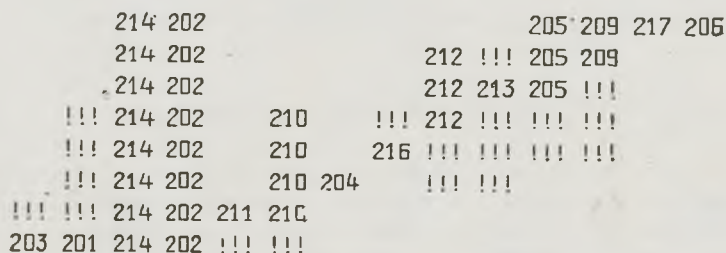


Рис. 4. Наблюдаемые (обозначены кодовыми номерами) и возможные (обозначены знаком «!») взаимоположения интервалов с таксонами конодонтов (см. также рис. 3) в разрезе Колка-54.

В стандарте по принятым положениям обобщены взаимоотношения таксонов во времени, т. е. в принципе в нем рассматриваются их полные интервалы существования во времени. В каждом отдельном разрезе представлены лишь части этих временных интервалов, что связано, конечно, не только с влиянием экологических условий, но и с условиями захоронения и полнотой сбора материала. Отсюда следует, что длина полных интервалов зависит от числа изученных разрезов и лишь в случае отсутствия перекрещения ископаемых и охвата всех возможных разрезов можно говорить о совпадении полных интервалов с полным временем существования таксонов. Но так или иначе пространственные взаимоотношения таксонов в каждом конкретном стандарте приняты в качестве временных в том смысле, что они представляют собой оценки таких отношений по данному числу разрезов, если устранено влияние указанных выше факторов.

Стандарт как средство датирования может быть применен двумя способами. По одному из них используются строки стандарта, которые представляют собой последование не повторяющихся во времени наборов таксонов и по которым можно датировать интервалы разрезов, содержащие те же или сходные наборы таксонов (см. Davaud, 1982). По другому, принятому в данной работе способу датирование проводится не по сходству таких наборов (так как длительность и, следовательно, строгая одновременность их в различных разрезах нам не известна), а по смыканию их, или, точнее, по смыканию интервалов распространения последовательных во времени таксонов (см. ниже). Тогда непосредственное смыкание таксонов, т. е. исчезновение одних и появление других таксонов, определяет т. н. событийные уровни (рис. 3). Если стандарт составлен на основе достаточного количества разрезов, то в интервалах, устанавливаемых в частных разрезах и соответствующих пределам каждого такого уровня, должны находиться одновременные точки. Тем самым событийные уровни служат в качестве реперных уровней при корреляционных построениях.

Разрешающая способность любого стандарта при датировании определяется числом его строк или числом событийных уровней (последних всегда на один меньше, чем число строк). Поэтому, если надо оценить коррелятивное значение тех или других групп организмов в пределах изученных разрезов, то имеет смысл сравнить их стандарты по этим показателям (см. табл. 2). Такие числа приведены здесь для всех составленных стандартов, в том числе и для тех, которые составлены по отдельным группам разрезов из различных фациальных зон. По ним можно оценить роль изученных организмов при корреляции рассматриваемых разрезов вместе и по фациальным зонам в отдельности. Так, на основе табл. 2 можно заключить, что хитинозои имеют определенное преимущество при датировании как относительно глубоководных, так и всех пяти разрезов, ибо число событийных уровней по хитинозоям больше тех же чисел у других отдельно взятых групп. Однако наибольшее число событийных уровней получалось всегда у стандартов, составленных по всем группам организмов вместе. Последняя строка в табл. 2 лучше всего иллюстрирует очевидную зависимость числа событийных уровней от числа включенных в стандарт таксонов. Отсюда же следует, что группы организмов, которые представлены в тех или других фациях большим числом таксонов, дают и большие возможности для корреляции этих отложений. Этот очевидный вывод будет более детально рассмотрен ниже.

ТЕХНИКА КОРРЕЛЯЦИИ

Как уже сказано, расположение каждого событийного уровня в разрезах дается интервалом каждого разреза по метражу. При этом нижняя граница искомым интервалов обозначена, согласно программе СТАНД, словом НИЗ и верхняя — ВЕРХ (см. табл. 3). Если глубины для таких границ получались неопределенными из-за отсутствия в разрезе соответствующих таксонов (в табл. 3, например, верхняя граница у 3-го и нижняя граница у 2-го уровня в разрезе Каугатума), то отсутствующая глубина по верхней границе может быть все же определена с помощью первой имеющейся верхней границы более поздних уровней. Аналогично отсутствующая нижняя граница находится по первой имеющейся нижней границе более ранних уровней, и только в случае отсутствия таких уровней искомая граница остается неопределенной (см. Rubel, Pak, 1984). Например, отсутствующая верхняя граница 3-го уровня остается действительно неопределенной в разрезе Каугатума из-за отсутствия более поздних уровней по данному стандарту; но отсутствующая нижняя граница 2-го уровня там же заменяется нижней границей 1-го уровня (см. табл. 3). Все эти отношения удобно изобразить в виде соответствующего графика (рис. 5), где приведены расположение каждого событийного уровня, его объем по метражу разрезов и их степень определенности. После таких дополнений 1-й и 2-й событийные уровни прослеживаются по всем трем разрезам и только 3-й уровень — в разрезах 1 и 3 (ср. табл. 3 и рис. 5).

Из принятых выше положений следует, что одновременные точки в коррелируемых разрезах могут быть установлены только с определенной точностью. Так, если интересующая нас точка в каком-то разрезе остается в пределах интервала одного событийного уровня, то временные аналоги этой точки в других разрезах можно искать тоже в пределах интервала этого же событийного уровня, но не точнее (см.

Таблица 3

Расположение событийных уровней (м) конодонтового стандарта в разрезах Каугатума (1), Охесааре (2) и Колка-54 (3)

№ уровня	Границы	Номера разрезов		
		1	2	3
3	верх	—	3,10	196,00
	низ	28,90	61,50	253,60
2	верх	56,60	93,40	294,60
	низ	—	95,80	300,60
1	верх	57,50	115,40	300,90
	низ	87,40	119,00	305,60

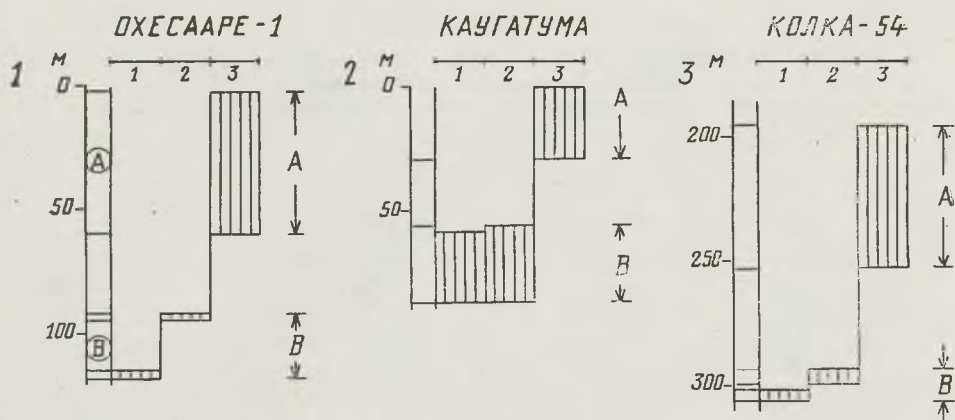


Рис. 5. Датирование событий А и В в трех разрезах по конодонтовому стандарту (см. рис. 3).

рис. 5, точка А). Если интересующая нас точка будет зафиксирована в каком-то разрезе между двумя интервалами последующих событийных уровней, то пределы для поиска ее временных аналогов в других разрезах определяются уже верхней границей первого позднего и нижней границей первого раннего событийных уровней (рис. 5, точка В). Это связано с тем, что применение самого набора таксонов (в составе которого расположена интересующая нас точка) для нахождения возможного местоположения этой точки в других разрезах реализуемо лишь с указанной выше точностью. Отсюда следует и то, что сходные наборы таксонов в различных разрезах (например, сообщества бентосных организмов) не всегда могут быть одновозрастными.

ПРОТИВОРЕЧИЯ

Поскольку процедуры при составлении всех 42 стандартов (см. табл. 2) были одинаковыми и формально независимыми, то, по принятым положениям, они должны были дать непротиворечивые результаты при датировании пяти рассматриваемых разрезов. При этом предполагалось, что точность результатов по каждому из них окажется, естественно, неодинаковой и будет зависеть от представительности тех или других групп организмов в коррелируемых разрезах. Однако фактическое применение названных стандартов для выяснения временных соотношений между определенными событиями в рассматриваемых разрезах дало в отдельных случаях, даже в условиях весьма грубых оценок, существенно не совпадающие между собой датировки.

Для показа таких противоречивых датировок сначала зафиксируем в разрезе Охесааре-1 интервалы событийных уровней хитинозоевого стандарта, построенного по всем пяти разрезам. Эти интервалы являются пространственными границами событий, временные аналоги которых в других разрезах нас интересуют (табл. 4). В разрезе Охесааре-1, начиная с подошвы предполагаемого лудлова и моложе, таких событий по хитинозоям получилось семь. Они показаны номерами соответствующих событийных уровней и глубинами их распространения в левой половине табл. 4. Датирование этих же событий по-

Соотношение событийных уровней (У) по хитинозоевому и брахиоподовому стандартам в разрезе Охесааре-1

Хитинозои		Брахиоподы	
У	ИН*	У	ИН*
13	8,00 32,60	≥ 7	— 47,67
12	35,70 47,00	7	15,90 47,67
11	40,10 47,00	7	15,90 47,67
10,9	60,75 66,74	7,6	15,90 160,22
8	80,80 83,40	7	15,90 160,22
7	89,30 97,60	7,6	15,90 160,22

* ИН — интервал распространения.

брахиоподовому стандарту (построенному тоже по пяти разрезам) показано в правой половине табл. 4. Так, событие 13 с пределами распространения по глубине 8,00—32,60 м перекрывается сверху интервалом для событийного уровня 7 по брахиоподам с пределами распространения 15,90—47,67 м. Следовательно, исходя из изложенного выше, событие 13 можно датировать в этом разрезе по брахиоподовому стандарту уровнем 7 и позднее. Поскольку данный брахиоподовый стандарт не имеет более поздних событийных уровней, то верхний предел здесь остается неопределенным (см. табл. 4). События 12 и 11, имеющие совместный интервал распространения 35,70—47,00 м, включены полностью в пределы распространения 7-го событийного уровня по брахиоподам с интервалом распространения 15,90—47,67 м. Таким же образом все более ранние хитинозоевые уровни (или искомые события) включены полностью в интервал 15,90—160,22 м., т. е. в пределы 7-го и 6-го событийных уровней по брахиоподовому стандарту в разрезе Охесааре-1.

Временные аналогии зафиксированных изложенным выше путем событий в других разрезах найдем по интервалам для соответствующих событийных уровней из обоих стандартов (табл. 5). Так, в разрезе Каугатума событие 13 должно попасть по хитинозоевому стандарту в интервал от 11,0 м и выше (т. е. в пределы распространения 13-го уровня), а по брахиоподовому стандарту — в интервал от 13,90 м и выше, т. е. в пределы брахиоподового события ≥ 7 . По принятым выше положениям, обе датировки согласуются между собой, т. е. соответствующие интервалы перекрываются и, следовательно, они не противоречат друг другу. По 13-му событию не было противоречивых датировок и в остальных разрезах (см. строку для 13-го события в табл. 5). Однако для 12-го события соответствующие интервалы, используемые для установления одновременных точек по обоим стандартам, в двух случаях не перекрывались: в разрезе Каугатума искомый интер-

Таблица 5

Интервалы распространения событий 13, . . . , 7 по хитинозоевому (Х) и брахиоподовому (Б) стандартам (противоречивые датировки обведены)

События	Скважины							
	Каугатума		Колка-54		Вентспилс		Павилоста	
	Х	Б	Х	Б	Х	Б	Х	Б
13	— 11,00	— 13,90	— 177,00	— 198,60	— 468,00	— 275,10	— 509,00	— 537,10
12	—	13,00	205,90	—	—	—	—	—
	11,00	13,90	235,10	198,60	468,00	275,10	509,00	537,10
11	—	13,00	223,80	—	—	—	540,40	—
	20,28	47,67	253,80	198,60	468,00	275,10	549,30	537,10
10,9	—	13,00	231,50	—	—	—	545,50	—
	30,00	—	276,15	377,30	468,00	513,40	644,60	646,00
8	25,10	13,00	261,50	—	436,00	—	736,50	—
	30,00	—	276,15	377,30	468,00	513,40	742,00	646,00
7	26,95	13,00	276,15	—	476,00	—	736,50	—
	30,00	—	302,30	377,30	492,00	513,40	756,00	646,00

вал по хитинозоям (с 11,00 м и выше) расположен несколько выше, чем интервал, получившийся по брахиоподам (13,00—13,90 м). В разрезе Колка-54 аналогичные интервалы имели обратное отношение: по хитинозоям пришлось искать 12-е событие в интервале, располагавшемся ниже полученного по брахиоподам. Всего противоречивых датировок по рассмотренным двум группам организмов получилось шесть (см. табл. 5). Полное отсутствие противоречивых датировок по этим группам в разрезе Вентспилс объясняется, по-видимому, слишком грубыми датировками по данным группам организмов вообще.

От указанных противоречий в датировках можно освободиться путем анализа распространения указанных или, еще лучше, всех групп организмов вместе, т. е. путем составления совместного стандарта по ним. Совместный стандарт должен получиться более детальным, так как он содержит большее число изучаемых таксонов. Действительно, значительное увеличение событийных уровней по всем трем совместным стандартам (см. табл. 2) ясно показало, что на исключение таксонов при построении совместного стандарта сильно влияет сама процедура его построения. Если совместный стандарт строится путем простого объединения некоторых частичных стандартов, построенных по отдельным группам организмов, то число таксонов в нем будет сравнительно невелико, так как в процессе построения частичных стандартов многие таксоны были уже исключены. Если же строить совместный стандарт сразу по совокупности разных групп организмов, то многие таксоны, исключенные при построении частичных стандартов, могут снова быть включены в совместный стандарт ввиду новых отношений с таксонами других групп. Таким образом, построение совместного стандарта по второму способу предпочтительнее, так как позволяет построить более полный стандарт. Этот вывод был подтвержден эмпирическим путем. Отсюда же вытекает весьма однозначно вывод о явном преимуществе совместных стандартов перед стандартами (а тем самым и перед биозональными зонами, см. Рубель, 1982) по отдельным группам организмов.

Чтобы показать возможные противоречия в датировках по отдельным группам организмов, дефинируем сперва такие события, которые датируются с помощью различных стандартов. В качестве таковых здесь отобраны событийные уровни по совместному стандарту. Аналогично предыдущему примеру (см. табл. 4 и 5) зафиксируем сперва эти события в наиболее полном разрезе Вентспилс по всем интересующим нас стандартам, а затем найдем соответствующие временные аналоги этих событий в остальных разрезах. Результаты проведенной таким образом работы сведены в табл. 6, из которой видно, что датировки по позвоночным точнее всего согласуются с датировками по совместному стандарту. Не совпадающие с последним датировки по позвоночным связаны лишь с двумя уровнями в двух разрезах. Зато бросается в глаза значительно большее число противоречивых относительно совместного стандарта датировок по остракодам. Они связаны с двумя группами событий: (1) от 23-го события до 20-го и (2) от 18-го до 17-го события. По совместному стандарту первая группа имеет следующие пределы распространения: Вентспилс — 376,30—390,80 м, Охесааре-1 — 6,95—61,50 м, Каугатума — <3,70 м, Колка-54 —

Таблица 6

Распределение и количество противоречивых датировок событий, дефинированных по событийным уровням совместного стандарта в разрезе Вентспилс

Стандарты	П	Х	О	В	К	Т	
События							
29				(К, О)			
28				(К, О)			
27, 26				(К, О)			
25, 24		(О)		(К, О)			
23		(О)	(К, Л, О)	(К)		(П, О)	
22			(К, Л, О, П)	(К)		(П, О)	
21			(К, Л, О, П)	(К)		(П)	
20		(П)	(К, Л, О, П)	(К)			
19							
18			(К, О, П)				
17			(К, О, П)				
16, 15	(Л)			(П)			
14, 13				(П)			
12				(П)	(О)		
11		(К)		(П, О)	(О, Л)		
10—3	(К, Л)			(П)	(О, Л)		разрезы
В	2	0	4	0	2	2	Колка-54 (Л)
с	1	1	6	8	0	0	Каугатума (К)
е	0	1	5	5	0	0	Павило-ста (П)
г	0	2	6	5	3	3	Охесааре-1
о							(О)
	3	4	21	18	5	5	Всего

Распространение семи видов брахиопод относительно совместного стандарта в изученных разрезах

Уров- ни	Каугатума	Охесааре-1	Колка-54	Вентспилс	Павилоста
29					
28			27	26 29 27	
27			27 26	29 27	
26			30 29 27 26	29 27	
25			30 29 27 26	29 27	30 29 27 26
24			30 29 27 26	29 27	30 29 27 26
23		30 29 27 26	30 29 27 26	29 27	30 29 27 26
22		30 29 27 26	30 29 27 26	29 27	30 29 27 26
21		30 29 27 26	30 29 27 26	29 27	30 29 27 26
20		30 29 27 26	30 29 27 26	30 29 27	
19	29 27 26	30 29 27 26	30 29 27 26	30 29 27	27 26
18	30 29 27 26	29 27 26	30 29 27 26	30 29 27	
17	30 29 27 26	29 27 26	30 29 27 26	30 29 27	21 18
16	30 29 27	29 27 26	27 26	30 29 27	21 18 10
15	30 29 27	29 27 26	30 26	30 29 27	10
14	27	29 27 26	30 26	30 29 27	
13	27	29 27 26			
12		27 26		21 18 10	
11				21 18 10	
10					
9			21		
8			21		
7		10	21 10		
6		18	21 10		
5		18			
4		18			

Условные обозначения: 30 — *Shaleria dzuinogradensis*, 29 — *Delthyris magna*, 27 — *Homoeospira baylei*, 26 — *Protochonetes piltenensis*, 21 — *Protochonetes minimus*, 18 — *Strophonella euglypha*, 10 — *Cyrtia exprorecta*.

207,00—242,00 м и Павилоста — <546,80 м. Этим интервалам соответствуют эйгуские слои и варняйская пачка каугатумаского горизонта (Кзб). Вторая группа из 18-го и 17-го событий имеет по совместному стандарту следующие пределы распространения: Вентспилс — 413,00—420,00 м, Охесааре-1 — 65,40—67,70 м, Каугатума — 27,95—30,00 м, Колка-54 — 237,00—276,15 м, Павилоста — 610,00—672,00 м. Вторая группа интересна тем, что с ней можно связывать определение нижней границы каугатумаского горизонта (см. ниже). Из датировок 18-го и 17-го событий по остракодовому стандарту в разрезе Павилоста ниже глубины 688,10 м, в разрезе Каугатума в интервале 34,80—39,93 м и в разрезе Охесааре-1 в интервале 73,90—76,20 м следует и то, что найденные по совместному стандарту интервалы для этих событий расположены значительно выше соответствующих интервалов, определяемых остракодовым стандартом, т. е. имеет место противоречие.

При анализе как приведенных выше, так и других противоречий надо учитывать то, что, в зависимости от местоположения и длительности фиксируемых исходных событий, вполне возможны и какие-то другие расположения событий и число противоречивых датировок. Однако уменьшение числа противоречиво распределенных по разным стандартам датировок обычно возможно за счет использования более длительных исходных событий. Поэтому события, зафиксированные

по наиболее многочисленным событийным уровням совместного стандарта в наиболее полном (в смысле охвата временного интервала) разрезе Вентспилс, должны показать наибольшее число противоречивых датировок по отдельным стандартам.

Анализ противоречий при датировках проводился выше на основе событийных уровней. Но между каждой парой их остаются определенные наборы таксонов, сравниваемые по существу с таксонами комплексных зон (см. Рубель, 1982). Если эти наборы (=таксоны по каждой строке стандарта) образованы только на основе изучения распространения таксонов одной бентосной группы организмов и к тому же в ограниченном числе изученных разрезов, то в таком стандарте могут быть обобщены взаимоотношения таксонов лишь по их экологическому распространению (последованию). Одним из таких примеров служат изученные здесь брахиоподы (см. табл. 7). Так, виды 10, 18 и 21 распространены во всех рассматриваемых разрезах ниже видов 26, 27, 29 и 30. Естественно, что все они включены в брахиоподовый стандарт, и, следовательно, исчезновение первых и появление вторых видов определяют хорошо прослеживаемый в разрезах событийный уровень. Однако как интервалы распространения первых видов, так и интервал для соответствующего событийного уровня получились в различных разрезах четко неоднородными по совместному стандарту. Более того, оба этих интервала постепенно молодеют в южных разрезах. Такой сдвиг можно связать с распространением определенных фаций. Так, первые виды (10, 18, 21) распространены в целом в отложениях пологого склона шельфа, а вторые (26, 27, 29, 30) — в отложениях карбонатного шельфа. Поэтому в данном случае можно весьма уверенно говорить скорее об экологическом, чем о временном контроле распространения этих брахиопод.

КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ (ВРЕМЕННЫЕ СООТНОШЕНИЯ)

Из всего сказанного выше можно заключить, что для датирования интересующих нас событий в рассматриваемых разрезах следовало бы использовать именно совместный стандарт, как наиболее подробную и освобожденную от противоречий палеонтологическую шкалу относительного времени. Этот стандарт основывается на изучении данных о распространении 268 таксонов, лишь 85 из которых были включены в стандарт, так как только по ним можно было получить непротиворечивые датировки. Нет ограничений для учета и большего, чем 268, числа таксонов или групп организмов для составления, возможно, более детального стандарта. В принципе нет ограничений и для учета любых событий (литологических, минералогических и т. п.), т. е. всей информации по данным разрезам. Единственное требование, которое при этом предъявляется к непалеонтологическим событиям, состоит в том, чтобы они однозначно идентифицировались во всех разрезах. Это требование хорошо выполняется по видам (или любым таксонам) ископаемых организмов, но не всегда столь очевидно у непалеонтологических признаков, уникальность которых во времени только допускается или утверждается с помощью проведенных ранее корреляций разрезов. По этой причине использование только палеонтологических событий для составления шкалы времени считается наиболее эффективным, в частности при датировании разрезов из различных фациальных зон.

Однако используемый ниже совместный стандарт получен в результате обобщения данных о распространении таксонов только из рассматриваемых пяти разрезов. Добавление к ним новых разрезов может привести к изменениям во взаимоотношениях таксонов и, следовательно, в составе таксонов, включенных в стандарт. Такие изменения хорошо видны при сопоставлении числа событийных уровней в стандартах, построенных по отдельным фаціальным зонам, с числом событийных уровней в совместном стандарте. В общем случае увеличение числа обрабатываемых (грубо одновозрастных, но по геологическому строению различных) разрезов обычно уменьшает число событийных уровней в соответствующих стандартах, т. е. возможные корреляции разрезов становятся грубее. С другой стороны, процесс уменьшения числа событийных уровней имеет при этом свой предел: это число остается постоянным, если прибавленные разрезы, например из одного района и одинакового геологического строения, не приносят нового в уже известные взаимоотношения таксонов. Разработанный по таким данным стандарт можно считать окончательным для этого района. Очевидно, что данный совместный стандарт, составленный только по пяти разрезам, еще далек от окончательного, но именно он может дать наиболее подробную картину возможных временных соотношений в этих пяти вместе взятых разрезах.

Результаты применения данного совместного стандарта для нахождения нижних границ четырех горизонтов (K_2 , K_{3a} , K_{3b} и K_4) в рассматриваемых разрезах показаны на рис. 6—10. Аналогично предыдущему, для проведения этих границ надо сначала зафиксировать каждую границу в одном разрезе (соответствующий индекс горизонта на рис. 6—10 обведен), а затем найти возможные интервалы их местопо-

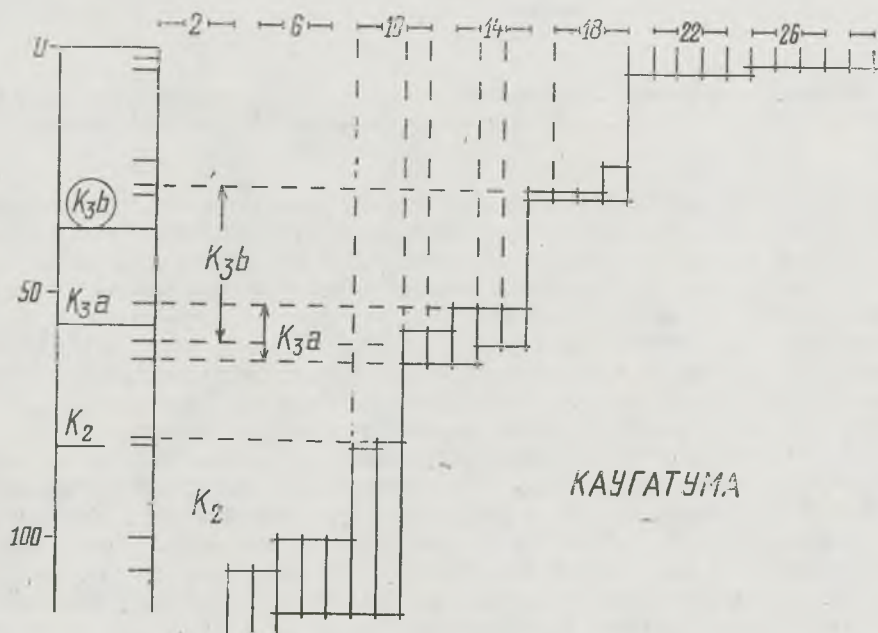


Рис. 6. Интервалы распространения событийных уровней совместного стандарта и датирование нижних границ горизонтов K_2 , K_{3a} и K_{3b} в разрезе Каугатума.

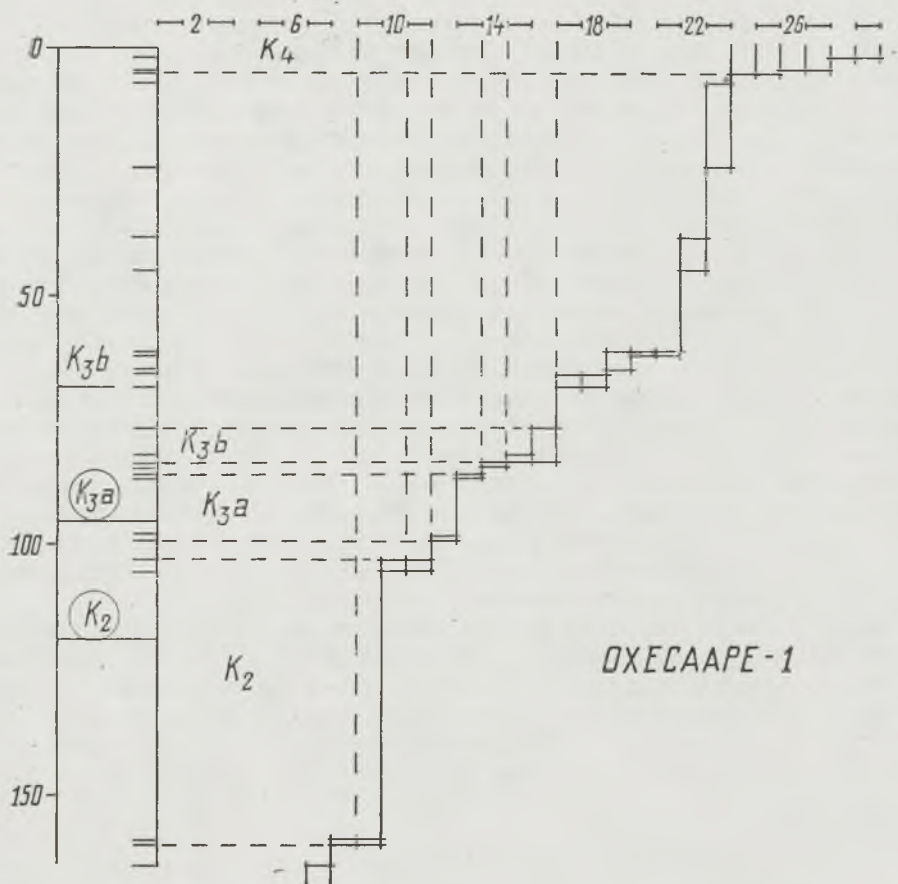


Рис. 7. Интервалы распространения событийных уровней совместного стандарта и датирование нижних границ горизонтов K_2 , K_3a и K_3b в разрезе Охесааре-1.

ложения в остальных разрезах с точностью, диктуемой используемым стандартом. Так, если искать нижнюю границу горизонта K_4 по зафиксированной в разрезе Колка-54 глубине (205 м), то она должна располагаться в пределах интервала распространения событийного уровня 25 и в других разрезах. Этот интервал определен полностью (снизу и сверху) еще в разрезе Вентспилс и неполно (только снизу) в разрезе Павилоста. Такой результат хорошо согласуется с имеющимися предложениями по проведению этой границы (см. рис. 8—10).

Если принять расположение нижней границы горизонта K_3b в разрезе Каугатума в качестве исходного для ее датирования в остальных разрезах, то нижнюю границу надо искать по совместному стандарту в следующих пределах: от верхней границы событийного уровня 16 до нижней границы уровня 15 (см. рис. 6). Совпадающий с ранее предложенным другими исследователями результат получен только по разрезу Колка-54 (см. рис. 8); причем, например, в разрезе Павилоста искомая граница должна находиться не менее чем на 80 м ниже ранее предложенного места (рис. 10). Правда, если взять за исходную глубину, предложенную для этой границы в разрезе Павилоста, то нижняя граница горизонта K_3b датировалась бы в остальных разрезах

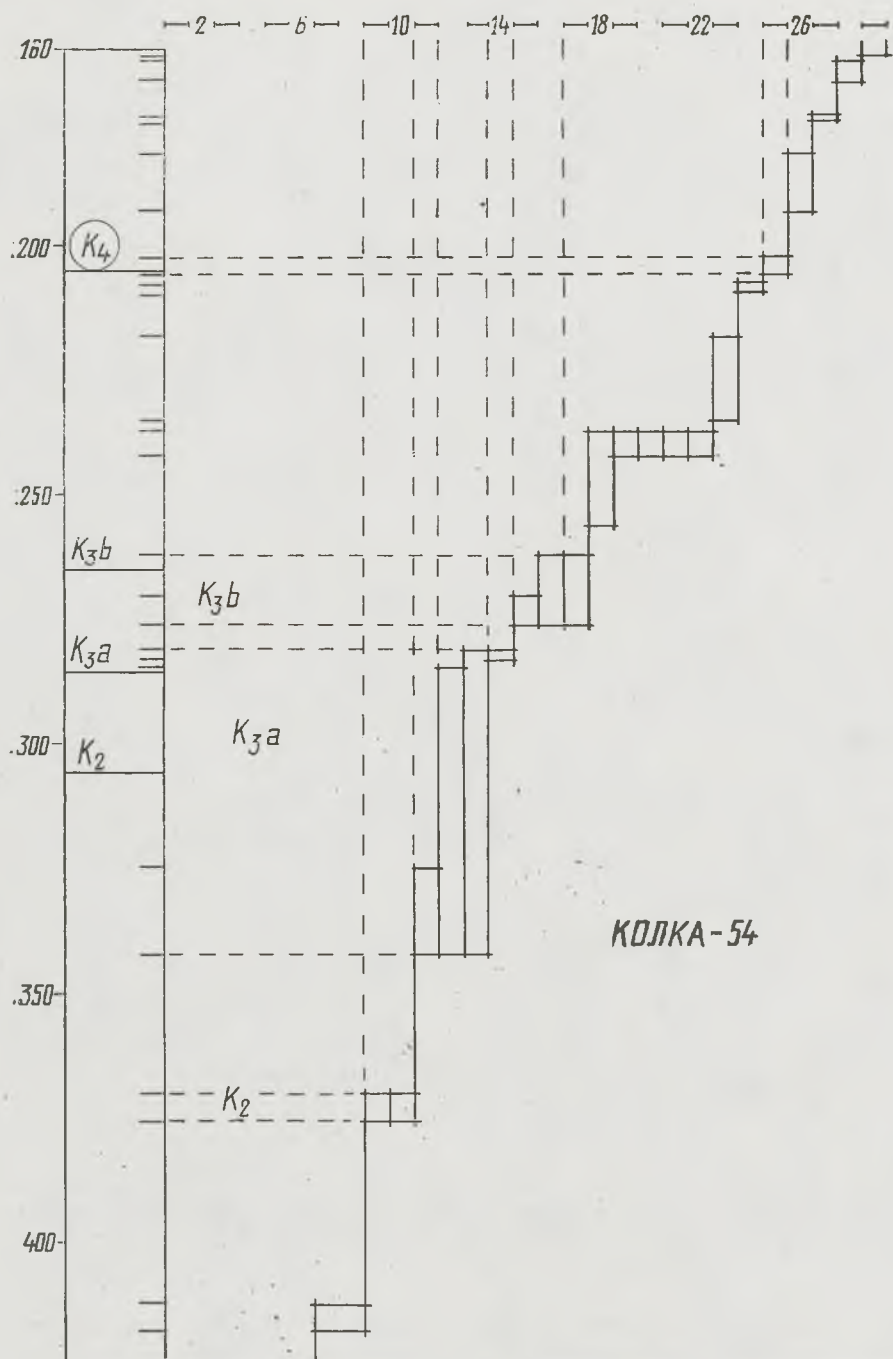


Рис. 8. Интервалы распространения событийных уровней совместного стандарта и датирование нижних границ горизонтов K_2 , K_{3a} , K_{3b} и K_4 в разрезе Колка-54.

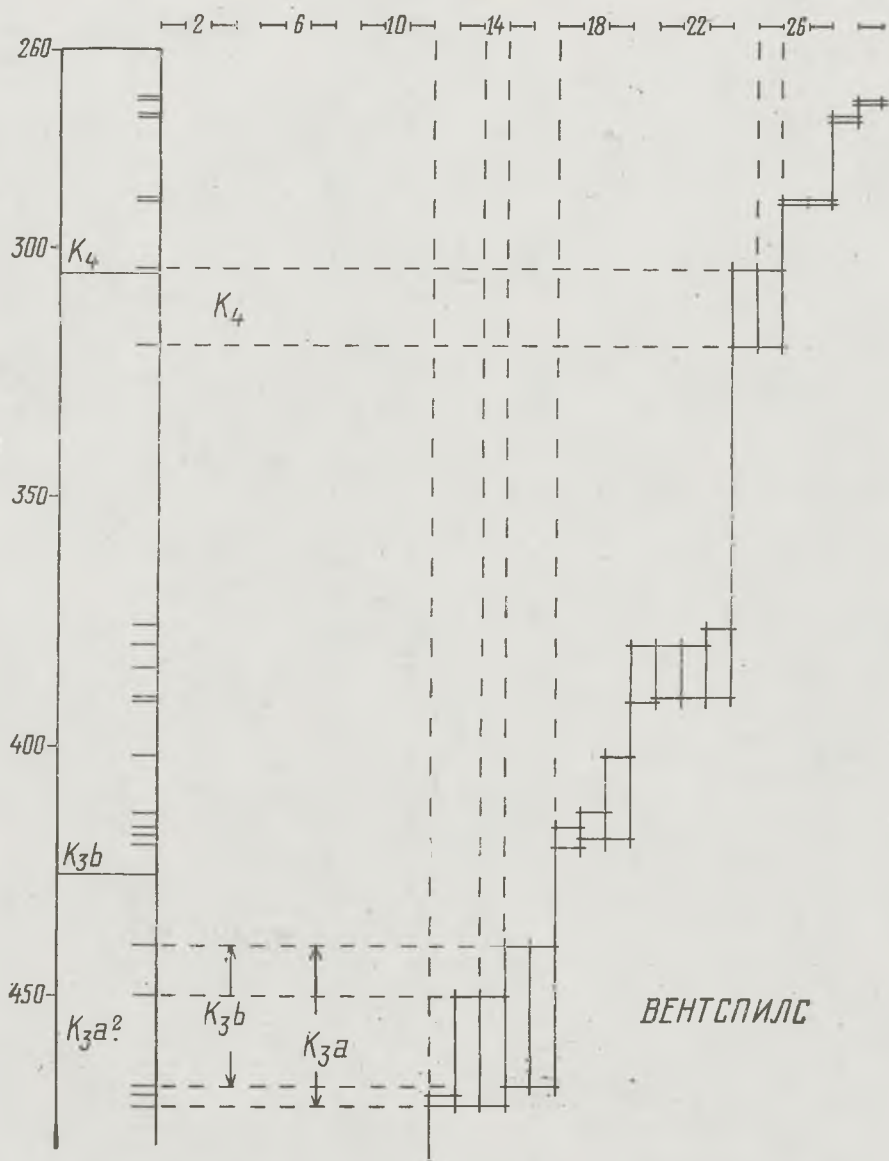


Рис. 9. Интервалы распространения событийных уровней совместного стандарта и датирование нижних границ горизонтов K_{3a} , K_{3b} и K_4 в разрезе Вентспилс.

только событийным уровнем 17, по которому можно определить на основе совместного стандарта ее местоположение, более совпадающее с имеющимися предложениями, но также не по всем разрезам.

По нижней границе горизонта K_{3a} (зафиксированной в разрезе Охесааре-1) имеющиеся предложения и ее местоположение по совместному стандарту хорошо совпадают в разрезах Каугатума и Колка-54. Совместный стандарт подтверждает правильность предварительного проведения этой же границы и в более удаленных разрезах Вентспилс и Павилоста.

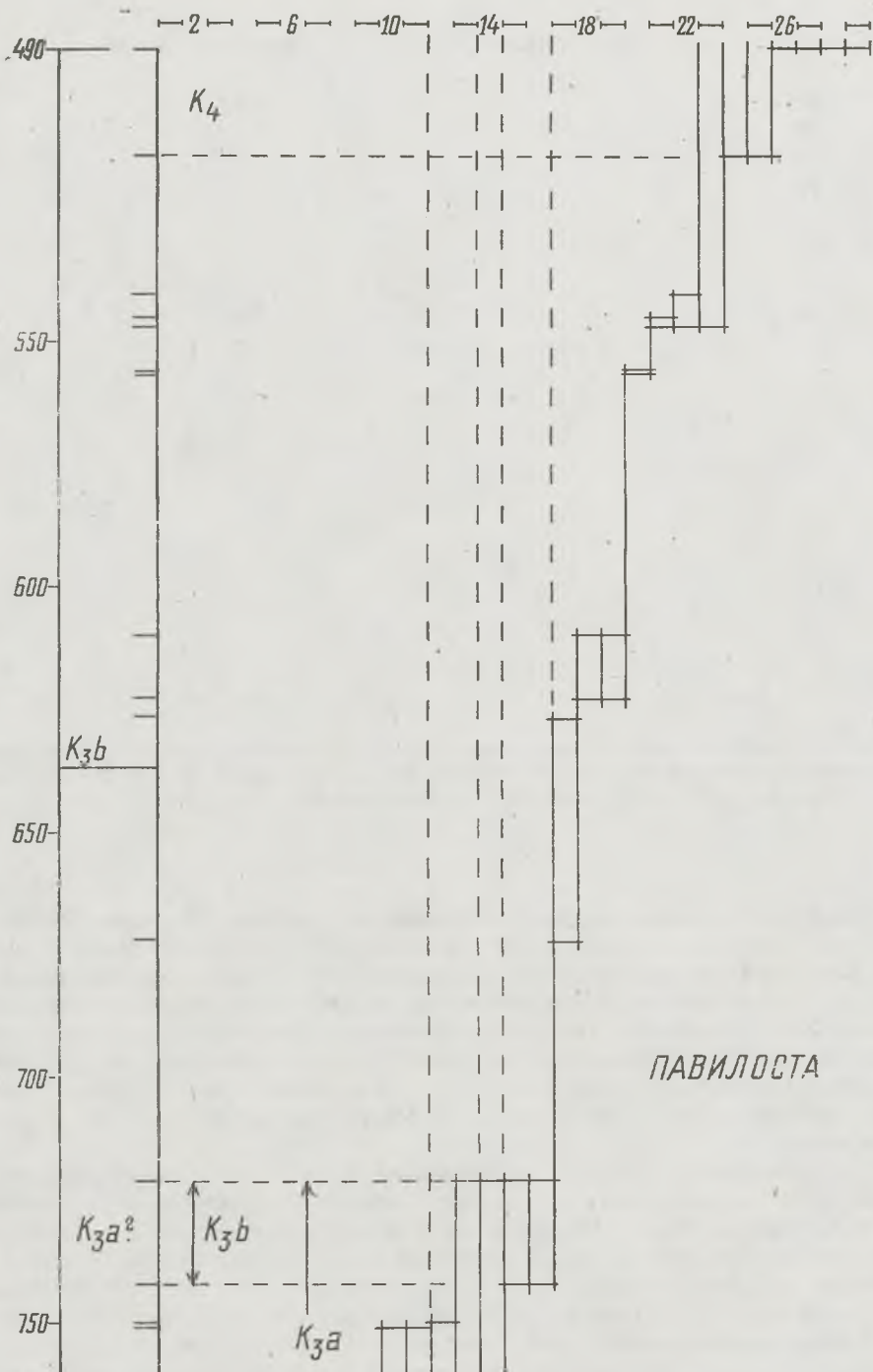


Рис. 10. Интервалы распространения событийных уровней совместного стандарта и датирование нижних границ горизонтов K_{3a} , K_{3b} и K_4 в разрезе Павилоста.

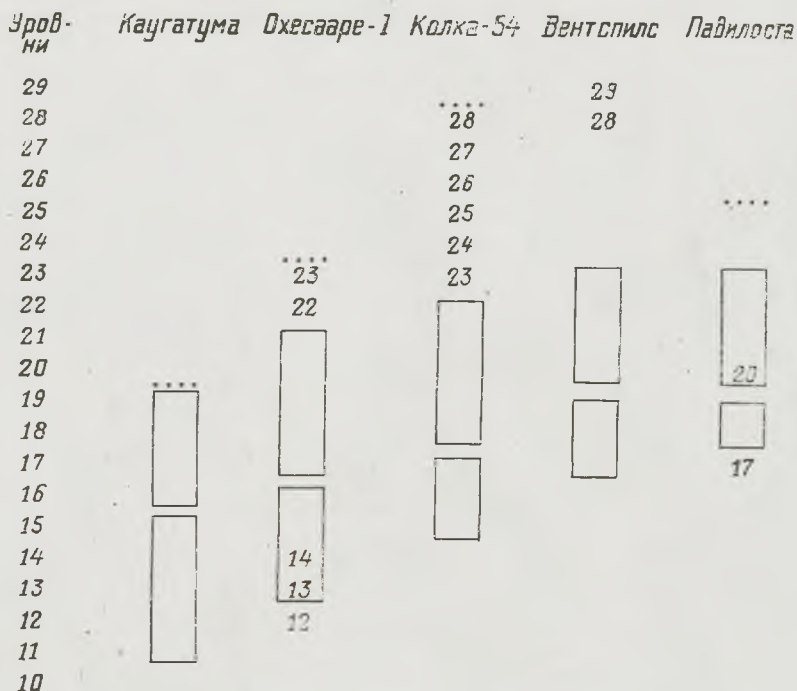


Рис. 11. Событийные уровни совместного стандарта (влево). В разрезах номерами показаны неперекрывающиеся интервалы событийных уровней и четырехугольниками — упомянутые в тексте скопления их. См. также табл. 7.

Из возможных местоположений нижней границы горизонта K_2 укажем здесь лишь на существенную разницу при ее определении в разрезе Колка-54: по совместному стандарту эта граница должна проходить не менее чем на 65 м ниже принятого до настоящего времени уровня. Заслуживает внимания и положение (по существующим предложениям) нижней границы горизонта K_2 в интервале, где по данному совместному стандарту не происходит заметных изменений, по крайней мере таких, которые могли бы рассматриваться в качестве маркеров времени.

По определению каждый событийный уровень обозначает исчезновение одних и появление других таксонов (по крайней мере одного для каждой из двух границ уровня). Следовательно, скопление многих событийных уровней в одном, относительно узком интервале какого-либо разреза (например, в разрезе Каугатума таковыми служат уровни 17—19 на глубине около 30 м) указывает на место существенного обновления систематического состава изученных организмов. Поскольку в данном случае эти скопления выражены более четко в мелководных, чем в глубоководных разрезах, то они интерпретированы как интервалы с относительно низкой скоростью осадконакопления. Возраст двух наиболее хорошо прослеживаемых скоплений подобного рода показан на рис. 11. Из него же видно, что оба таких интервала постепенно молодеют во времени в сторону южных разрезов. Из всего этого следует, что места существенного обновления систематического

состава изученных здесь ископаемых не могут быть использованы в качестве хроностратиграфических границ, так как они хорошо выражены лишь в мелководных разрезах и к тому же неодновозрастны в удаленных друг от друга разрезах.

ВЫВОДЫ

1. В условиях сложной фациальной обстановки не число таксонов в тех или других фациях, а число их непротиворечивых во времени взаимоотношений определяет коррелятивное значение рассмотренных групп организмов.

2. В условиях ограниченного числа изучаемых разрезов сложно-го фациального состава предпочтение следует отдать совместным (по всем возможным группам организмов) стандартам.

3. Точность датирования событий по последованию полных интервалов распространения таксонов во времени определяется промежутком времени между вымиранием (в разрезах исчезновением) непосредственно предшествующего (-их) и происхождением (появлением) последующего (-их) таксонов.

4. Датирование нижних границ горизонтов K_{3a} , K_{3b} и K_2 по установленной здесь палеонтологической шкале не совпадает с ранее установленными в некоторых изученных разрезах.

5. Места относительно большого обновления систематического состава ископаемых организмов могут не совпадать во времени в разрезах, отнесенных даже к одной и той же фациальной зоне.

ЛИТЕРАТУРА

- Кальо Д. Л. Структурно-фациальное районирование силура Прибалтики. — В кн.: Д. Л. Кальо (ред.). Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 6—12.
- Кальо Д. Л., Клааманн Э. Р. (ред.). Сообщества и биозоны в силуре Прибалтики. Таллин, 1982. 123 с.
- Рубель М. П. К пониманию хронозоны. — В кн.: Современное значение палеонтологии для стратиграфии. Труды XXIV сессии ВПО, Л., 1982, с. 27—33.
- Салин Ю. С. Конструктивная стратиграфия. М., 1979. 173 с.
- Davaud E. The automation of biochronologic correlation. — In: J. M. Cubitt and R. A. Reymond (eds.). Quantitative Stratigraphic Correlation. Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, 1982, p. 85—100.
- Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian. Acad. Sci. Estonian SSR, Inst. Geol., Tallinn, 1982. 109 p.
- Gradstein F. Stratigraphic modelling. Bio Review '82. Inst. Oceanography, Bedford, 1982, p. 45—53.
- Harper Ch. W., Jr. Inferring succession of fossils in time: the need for a quantitative and statistical approach. — J. Paleontol., 1981, v. 55, p. 422—452.
- Hay W. W. Probabilistic stratigraphy. — Eclogae geol. Helv., 1972, v. 65, p. 255—266.
- Nestor H., Einasto R. Application of shelf and slope concepts to the Silurian Baltic Basin. — In: Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian. Tallinn, 1982, p. 17—24.
- Pak D. N. Mathematical model for the construction of composite standards from occurrences of fossil taxa. — Comp. & Geoscience, 1984, v. 10, No. 1, p. 107—110.
- Rubel M. Principles of construction and use of biostratigraphical scales for correlation. — Comp. & Geoscience, 1978, v. 4, p. 243—246.
- Rubel M. and Pak D. N. Theory of stratigraphic correlation by means of ordinal scales. — Comp. & Geoscience, 1984, v. 10, No. 1, p. 97—105.
- Schwarzacher W. Sedimentation Models and Quantitative Stratigraphy. Develop. in Sedimentology, 19, Elsevier, Sci. Publ. Co., Amsterdam, 1975. 382 p.
- Shaw A. B. Time in Stratigraphy. New York, 1964. 365 p.

Институт геологии
АН ЭССР, Таллин;
Таджикский госуниверситет,
Душанбе

ВОДОРОСЛИ В ЭКОСИСТЕМАХ ВЕНДА И СИЛУРА ПОДОЛИИ**А. А. ИЩЕНКО, Л. В. КОРЕНЧУК**

Значение водорослей в развитии биосферы общеизвестно. Оно обусловлено их физиологическими особенностями и функциональной ролью в круговороте веществ. Водоросли продуцируют кислород и органические вещества из неорганических, концентрируют минеральные элементы из воды и являются первичным звеном трофических связей в сообществах морских организмов. Состав и структура водных экосистем изменялись в течение геологического времени, но функциональная роль водорослей — одного из древнейших биокомпонентов экосистем — оставалась постоянной в истории биосферы. Изменялось только их значение в палеоэкосистемах, определявшееся абиотическими параметрами морских бассейнов, а также уровнем эволюции водорослей, их таксономическим разнообразием, количеством, продуктивностью, биомассой, физиологическими особенностями различных типов водорослей, пространственным размещением и т. д.

В последние годы уделяется значительное внимание вопросам изучения водорослей в морских экосистемах. В альгологической литературе освещены различные аспекты этих исследований (Голлербах, ред., 1977), дающих огромный сравнительный материал для интерпретации палеоальгологических данных. Однако использование актуалистических данных в палеоальгологии сопряжено с огромными трудностями, так как ископаемые водорослевые остатки не содержат информации о биохимической природе древних водорослей — основном критерии, определяющем характер функционирования водорослевого организма в экосистеме и дающем основание для определения принадлежности остатков к какому-либо типу (зеленым, красным водорослям и т. д.). Эти затруднения в значительной степени могут быть преодолены при использовании комплекса методов. На основании морфологического, эколого-тафономического и химического изучения остатков водорослей в сочетании с литолого-геохимическим изучением пород, вмещающих эти остатки, можно определить роль водорослей в древних экосистемах и выяснить некоторые аспекты взаимодействия двух компонентов экосистем — абиотической среды и продуцентов.

Нами предпринята такая попытка для выяснения взаимодействия этих двух компонентов в экосистемах вендского и силурийского бассейнов Подолии — небольшого локального участка морского бассейна, существовавшего на юго-западном склоне Русской платформы.

Вендский бассейн представлял собой внутреннее эпиконтинентальное море с терригенным характером осадконакопления, силурийский — часть периконтинентального морского бассейна, охватывавшего весь западный склон платформы, с терригенно-карбонатным осадконакоплением. Основная направленность развития бассейнов в венде и силуре — трансгрессивно-регрессивная.

Вендский бассейн осадконакопления можно рассматривать как единую палеоэкосистему, в развитии которой выделяются две стадии. I стадия (пионерная) характеризуется небольшим ареалом, беспокойным гидродинамическим режимом, резкими климатическими изменениями, колебаниями глубин дна бассейна, изменениями солености воды и, вероятно, ее температуры, кратковременными резкими изменениями состава биокomпонентов. Для II стадии — стабилизации экосистемы — характерно более или менее продолжительное существование всех абиотических факторов в неизменном виде, а также количественное и качественное постоянство биокomпонентов. Пространственное расположение экосистемы — линейное, параллельное береговой линии бассейна, уклон морского дна и его расчлененность незначительны. На пионерной стадии существования вендской экосистемы происходил усиленный размыв докембрийского фундамента юго-западного склона платформы, накопление крупнотерригенных осадков. Расположение отдельных биотопов, в которых основным биокomпонентом являлся планктон (фитопланктон?), было пятнистым (мозаичным).

В силу на данной территории произошла резкая пространственная дифференциация условий осадконакопления, вызвавшая формирование нескольких экосистем, приуроченных к основным структурно-фаціальным зонам Подольского шельфа: прибрежно-морской, лагунной, органогенных построек, открытошельфовой, склоновой. Их размещение по площади шельфа было нестабильным, в значительной степени зависело от трансгрессивно-регрессивной направленности процессов седиментации. На трансгрессивных этапах размещение экосистем было линейным, на регрессивных — пятнистым (мозаичным).

Водоросли, обладающие высокой морфофизиологической пластичностью и широкими адаптивными возможностями, успешно приспосабливались к условиям существования в различных экосистемах, формируя определенные экотипы, коррелятивно связанные с абиотическими условиями. Основными факторами, лимитирующими развитие и распределение водорослей в экосистемах, являются количество и качественные характеристики солнечного света — основного источника энергии, соленость воды, температура, гидродинамическая активность среды, распределение минеральных, биогенных элементов и органических веществ в воде и др. Немаловажную роль играет также скорость утилизации водорослевого органического вещества живыми организмами — консументами — и разложения его редуцентами — бактериями и грибами.

Развитие водорослей обуславливает первичную продуктивность экосистем, которая зависит от количества утилизированной ими солнечной энергии. Современными водорослями, по данным различных авторов, утилизируется около 1—3% поступающей на Землю солнечной энергии. Нет сведений, позволяющих судить об энергетическом балансе палеоэкосистем, и только по косвенным признакам — по относительному количеству сохранившихся ископаемых остатков водорослей — можно судить о сравнительной продуктивности экосистем и большем или меньшем количестве использованной световой энергии. Так, на наш взгляд, свидетельством значительного возрастания продуктивности вендской экосистемы в предкембрийское время является бурное развитие вендотениевых водорослей, о чем свидетельствует наличие в тонкотерригенных отложениях каниловской серии Подо-

лии огромного количества углефицированных лентовидных остатков этих водорослей.

Увеличение биомассы водорослей происходило в условиях, затрудняющих процессы фотосинтеза, — при повышенном содержании тонкотерригенного материала в воде. Следствием адаптации вендотений к неблагоприятным условиям освещенности явилось увеличение площади фотосинтезирующей поверхности за счет формирования слоевищ, состоящих из 20—30 рядов клеток. По сравнению с однорядными нитчатыми водорослями, существовавшими на пионерной стадии развития вендской экосистемы в ярышевское время, вендотении знаменовали новый этап в развитии водорослевой флоры венда. При этом интересно отметить, что основными продуцентами в ярышевское время были фитопланктонные формы, а основными консументами — мягкотелые медузоидные организмы. В каниловское время, на стадии стабилизации экосистемы, появились разнообразные гетеротрофные организмы — илоеды, но гетеротрофная утилизация продуктов автотрофного метаболизма вендотений оставалась незначительной по объему ввиду малочисленности гетеротрофов. В связи с этим общую энергетическую направленность вендской экосистемы можно определить как четко выраженную автотрофную.

В силурийских экосистемах поступающая солнечная энергия весьма слабо утилизировалась продуцентами в открытошельфовых зонах моря, что было обусловлено не только относительной их глубоководностью и поступлением к водорослям через толщу воды незначительного количества света, но и ассимиляционными возможностями самих водорослей. Последние были представлены мелкими и микроскопическими сине-зелеными и зелеными водорослями — гирванеллами и рабдопореллами, имевшими обызвествленное слоевище и образовавшими тонкие дерновинки и небольшие скопления, приуроченные к мягким илистым грунтам. Биомасса этих водорослей была весьма незначительной.

В более мелководных отмельных зонах шельфа поступающая солнечная энергия активно утилизировалась продуцентами, количество и разнообразие которых особенно возросло в мукшинское и коновское время. Это в значительной степени способствовало формированию органогенных построек, которые можно рассматривать как самостоятельные высокопродуктивные экосистемы, мозаично расположенные на силурийском шельфе. Основная трофическая направленность мукшинских органогенных построек — автотрофная. Такой вывод можно сделать на основании преобладания в биогермах относительного количества остатков водорослей по сравнению с остатками беспозвоночных.

В коновских органогенных постройках возрастает удельный вес гетеротрофов. Низкая биологическая продуктивность микроскопических сине-зеленых и зеленых обызвествленных водорослей, участвующих в формировании этих построек, связана с ухудшением условий для фотосинтеза в связи с поступлением в бассейн седиментации большого количества тонкотерригенного материала. Вероятно, это сказалось отрицательно на энергетическом балансе коновских органогенных построек. Наряду с изменением экологических условий, возрастание гетеротрофного элемента в энергетическом обмене способствовало сокращению сроков существования этих построек по сравнению с мукшинскими. Такой вывод можно сделать на основании срав-

нения параметрических характеристик органогенных построек и соотношения в них продуцентов и консументов.

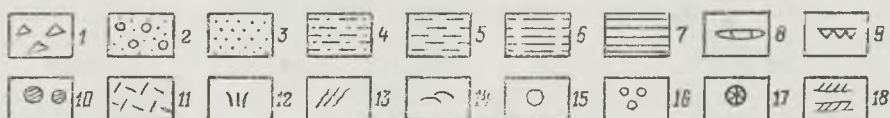
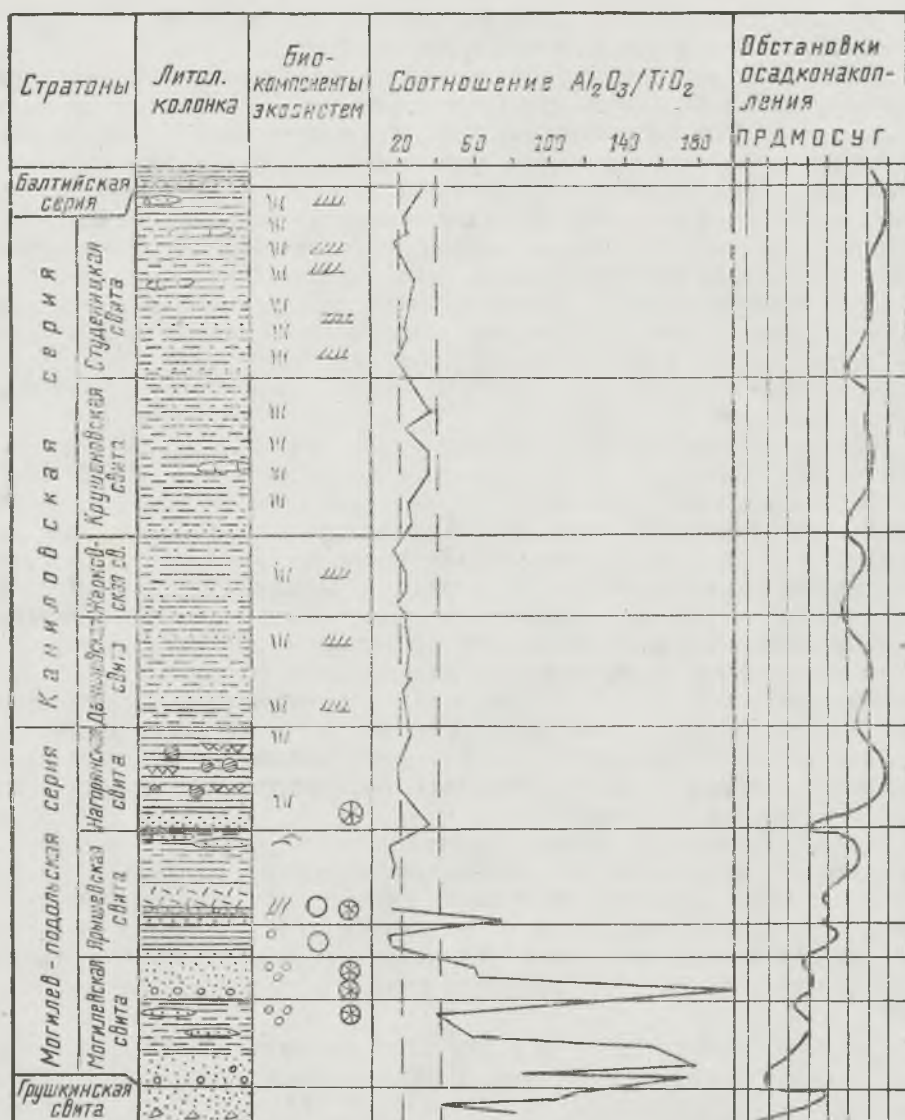
В силурийских лагунных экосистемах автотрофная составляющая была представлена в основном бутотрефисами — слоевищными неминерализованными водорослями с сильноразветвленными талломами. Среди них отмечается большое разнообразие форм с нечетко выраженными морфологическими признаками, что существенно затрудняет определение видовой принадлежности. В условиях повышенной мутности воды в лагунах увеличение фотосинтезирующей поверхности за счет разветвления таллома было естественной адаптивной реакцией этих водорослей. Гетеротрофная утилизация водорослевого органического вещества в лагунах ввиду малочисленности консументов отставала от его автотрофного продуцирования, а условия захоронения способствовали сохранению многочисленных остатков водорослей в осадках.

Для характеристики палеоэкосистем, кроме определения их энергетического баланса, важное значение имеет изучение абиотической составляющей. Как известно, абиотическая часть водных экосистем состоит из нескольких элементов: приводного слоя атмосферы, поверхности раздела вода—воздух, собственно водной толщи, поверхности раздела вода—грунт и толщи осадков (Федоров, Гильманов, 1980). Их количественная характеристика может быть дана на основании различных показателей: температуры воды, ее плотности, интенсивности циркуляции и перемещения водных масс, солености и pH воды, содержания в ней O_2 и CO_2 , биогенных элементов и др. Восстановление значения этих параметров для палеоэкосистем представляет собой довольно сложную задачу и возможно только на основании проведения большого комплекса фациальных, палеоэкологических и литологических исследований.

Нами осуществлен геохимический анализ вендских отложений совместно с послойным эколого-тафономическим изучением пород, что позволило выявить некоторые интересные закономерности во взаимодействии абиотического и биотического компонентов экосистемы. Функционирование этих компонентов определялось многими факторами, среди которых основную роль играли климатические условия.

Существует несколько методик для восстановления климатических условий на основе литолого-геохимических данных. Нами были использованы абсолютные величины соотношения в породах Al_2O_3/TiO_2 , оказавшиеся наиболее информативными для изученного вендского разреза. Возможность применения этого соотношения для установления климатических условий проверялась различными авторами на большом фактическом материале. По данным Е. П. Акульшиной (1973), значение этого соотношения меньше 20 характеризует гумидные климатические условия, больше 30—40 — аридные. Кроме того, это же соотношение является индикатором pH-условий выветривания и осадконакопления.

Изменение соотношения Al_2O_3/TiO_2 по разрезу вендских отложений Подольи представлено на рисунке кривой, которая сопоставлена с кривой, отражающей изменение фациальных условий. Сопоставление литологических и геохимических данных с распространением по разрезу водорослевых остатков позволяет выяснить характер изменения биокомпонента экосистемы в зависимости от климатических и седиментационных условий.



Изменение некоторых литолого-геохимических и палеоэкологических характеристик разреза вендских отложений Подолии.

Условные обозначения: 1 — брекчии, 2 — гравелиты, 3 — песчаники, 4 — алевритистые песчаники, 5 — алевролиты, 6 — алевритистые аргиллиты, 7 — аргиллиты, 8 — линзы известняков, 9 — кальцит со структурой конус-в-конус, 10 — конкреции фосфоритов, 11 — туфы; водоросли: 12 — вендотениевые, 13 — нитчатые, 14 — корковидные; 15 — макрофитопланктон, 16 — микропланктон, 17 — медузоиды, 18 — следы ползания и питания илоедов. Условия осадконакопления: П — потоковые, Р — русловые, Д — дельтовые; морские: М — прибрежные, О — подвижного мелководья, С — спокойного мелководья, У — удаленные от берега спокойного осадконакопления, Г — относительно глубоководные.

На основании расшифровки данных, полученных для нижней части вендского разреза (грушкинская и могилевская серии), можно предположить, что породы отлагались в условиях аридного климата с резкими неоднократными его изменениями, о чем свидетельствуют колебания значения соотношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ от 190 до 60. Резкая гумидизация климата в конце ломозовского и ямпольского времени (соотношение уменьшалось до 50—40), наряду с некоторым обмелением бассейна седиментации и изменением pH воды в сторону повышения ее кислотности, вероятно, способствовали массовому вымиранию в это время медузоидных организмов, остатки которых в породах встречаются в больших количествах.

В начале ярышевского времени происходило незначительное углубление бассейна в условиях дальнейшей гумидизации климата (соотношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ уменьшалось до 20) и снижения значения pH до 6—7. Водорослевая биота этого времени обогатилась макропланктонными формами, которые можно отнести к группе *Chuariamorphida*, и появлением среди микропланктона морфологически своеобразных форм из группы *Edromorphida* (роды *Octaedrixium* и *Tetraedrixium*).

Колебания климатических условий в это время, как видно по изменению соотношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, были менее резкими, однако тем не менее они могли способствовать массовой гибели планктона и медузоидных организмов, о чем свидетельствуют большие количества их остатков в ориктоценозах в лядовских и бернашевских отложениях. Обогащение биоты макропланктонными формами и эндроморфидами началось с лядовского времени. В бернашевское время, кроме макропланктона, широко были развиты нитчатые водоросли, остатки которых формировали отдельные ориктоценозы.

В конце ярышевского времени началась стабилизация климатических условий, и в последующее нагорянское и каниловское время они оставались довольно стабильными, переходными между аридными и гумидными, с незначительными отклонениями в сторону аридизации или гумидизации. Об этом свидетельствуют незначительные колебания соотношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ в пределах 20—40. Такие незначительные изменения сказывались на количестве гетеротрофных организмов — илоедов. Так, в разрезе крушановской свиты, где соотношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ в породах несколько увеличивается, свидетельствуя о слабой аридизации климата, не обнаружено следов жизнедеятельности илоедов. На развитии водорослевой биоты эти изменения не отразились, ухудшилась только сохранность растительных остатков в крушановских отложениях. Стабилизация в нагорянско-каниловское время климатических условий и обстановок седиментации в зоне открытого шельфа способствовала длительному существованию вендотениевых водорослей, представленных одним видом *Vendotaenia antiqua* Gnil. Вендотении обладали длинным лентовидным слоевищем, основные морфологические признаки и параметрические характеристики которого оставались неизменными на протяжении всего периода их существования. По сравнению с нитчатыми и одноклеточными водорослями они имеют во много раз большую фотосинтезирующую поверхность. Биомасса и продуктивность вендотений была значительной, и их присутствие в экосистеме способствовало увеличению в ней содержания продуцированного слоевищами кислорода и органического вещества, аккумулировавшегося после их отмирания в тонкодисперсных илистых осадках. Значительный приток органического вещества и кислорода в экосистему обуславливал широкое развитие в ней кон-

сументов — илоедов. В каниловское время фитокомпонент экосистемы обогатился новым своеобразным элементом, представленным лентовидными (трубчатыми?) водорослями *Kanilovia* с аппаратом вегетативного размножения в виде свернутой тонкой нити, напоминающим репродуктивный аппарат мохообразных. Приуроченность остатков этих организмов к наиболее груботерригенным осадкам литоциклов свидетельствует о тенденции к изменению фитосостава в периферических частях экосистемы.

Эта же тенденция проявилась и в периферических частях силурийских экосистем. В прибрежно-лагунных условиях в варницкое время появились высшие растения *Cooksonia* и *Zosterophyllum*, а также растения, морфологически напоминающие мохообразные и членисто-стебельные. Появление высших растений было связано с существованием пересыхающих биотопов в условиях стабильного, теплого, умеренно влажного климата. Соотношение Al_2O_3/TiO_2 , равное 36—40, в осадках, аккумуляировавшихся в лагунах, свидетельствует о его слабой аридизации.

Развитие фитокомпонентов вендских и силурийских экосистем шло в направлении усложнения их состава и структуры, освоения новых биотопов, изменения жизненных форм и анатомического строения в зависимости от изменения экологических условий. Для вендской системы характерны большая биомасса водорослей при ограниченности их таксономического состава, примитивные жизненные формы, простая морфология слоевищ. Дифференцированность же биотопов в силуре обусловила высокое таксономическое разнообразие водорослевой флоры, сложную морфологию слоевищ, адаптивное формообразование, появление высших растений.

ЛИТЕРАТУРА

- Акульшина Е. П. Определение климата в областях размыва по глинистым минералам. — В кн.: Рифейские отложения Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений. Труды ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск, 1973, с. 23.
- Голлербах М. М. (ред.). Жизнь растений. В 6-ти томах. Т. 3. Водоросли, лишайники. М., 1977. 487 с.
- Федоров В. Д., Гильманов Т. Г. Экология. М., 1980. 463 с.

Институт геологических наук
АН УССР, Киев

ВОДОРΟΣЛЕВЫЕ СООБЩЕСТВА ВЕНЛОКА И ЛУДЛОВА ЭСТОНИИ И ИХ СВЯЗЬ С ФАЦИЯМИ

Э. П. РАДИОНОВА, Р. Э. ЭЙНАСТО

Первые сведения об известковых водорослях силура Балтийского региона приведены в работах А. Ротплеца (Rothpletz, 1908, 1913). Начатые им исследования были продолжены в направлении систематики и изучения экологии и стратиграфического распространения в основном по материалам из обнажений о-ва Готланд (Hadding, 1959; Riding, 1977, 1979; Riding, Watts, 1981).

В Эстонии силурийские водоросли оставались долго слабоизученными. Некоторые формы багряных водорослей о-ва Сааремаа были рассмотрены В. П. Масловым (1956, 1962).

Детальное изучение состава известковых водорослей венлока и лудлова Эстонии по опорным скважинам и многочисленным обнажениям на о-ве Сааремаа (рис. 1) было начато Э. П. Радионовой уже в 1974 г., но результаты этих исследований опубликованы лишь частично (Воронова, Радионова, 1976; Радионова, Эйнасто, 1977, 1981; Ищенко, Радионова, 1980). В настоящей работе основное внимание уделено особенностям систематического состава и морфологии построек известковых водорослей в разных фациях и их стратиграфическому распространению.

Установление общей фациальной зональности силурийского Балтийского бассейна (Кальо, ред., 1970; Эйнасто, Нестор, 1970, 1973; Кальо, Юргенсон, 1977) дало возможность выработать общую фациальную модель бассейна (Нестор, Эйнасто, 1977). Водоросли обнаружены во всех трех шельфовых фациальных зонах: лагунной, отмельной и открытошельфовой. Как показали наши исследования, отмельную макрофацию можно более детально подразделить по обстановкам, выделив две переходные полосы, обращенные соответственно к лагуне и открытому шельфу, и ее центральную часть, где существовали оптимальные, постоянно подвижноводные условия для развития органо-генных построек. По расположению на профиле подводного склона мелководья мы будем эти полосы условно называть забиогермной, биогермной и предбиогермной, несмотря на то, что в определенных стадиях развития бассейна все они одновременно могли и не существовать.

В каждой полосе выделяются две фации: **внутренняя** и **внешняя** по отношению к предполагаемой береговой линии. Такое же деление выдерживается для фаций лагунной зоны. В пределах каждой фации **ассоциации** водорослевых образований рассматриваются с точки зрения морфологии и таксономического состава.

Во всех фациях обростания разного типа являются основной формой роста водорослей. Они делятся на неприкрепленные — онколиты — и прикрепленные — корки, разного типа бугорки и столбики, которые по морфологии не отличаются от корковых, желваковых и

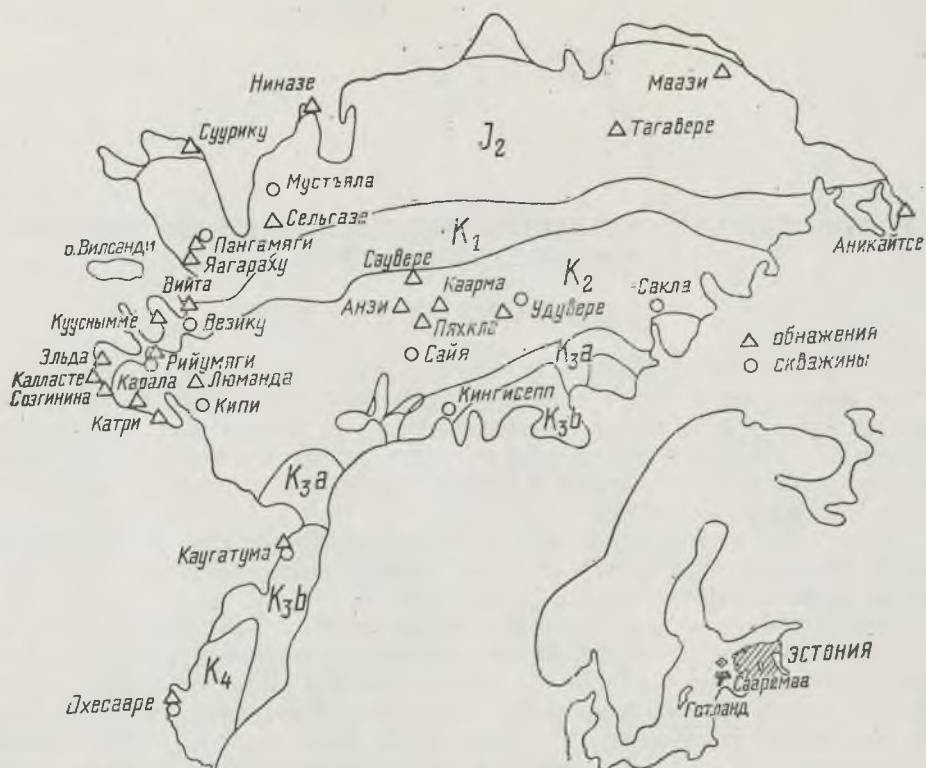


Рис. 1. Выходы силурийских отложений на острове Сааремаа, расположение изученных обнажений и буровых скважин. Индексы горизонтов: J_2 — яагарахуский; K_1 — роотсикюлаский; K_2 — паадлаский; K_{3a} — курессаареский; K_{3b} — каугатумаский; K_4 — охесаареский.

столбчатых строматолитов, но всегда представлены одиночными формами и содержат, наряду с микритом, водорослевые нити. Р. Райдинг (Riding, 1977) называл их «скелетными строматолитами». Форма водорослевой постройки часто является устойчивой для данной фации и служит ее важной экологической характеристикой. В определенных фациях водоросли встречаются в виде детрита и образуют т. н. «сгустковые» известняки.

Водорослевые постройки образуют единый фациальный ряд с настоящими строматолитами: в изученных отложениях строматолитовые постройки приурочены к краевым частям лагуны, а водоросли больше тяготеют к отмельной зоне.

От фации к фации происходит смена таксономического состава водорослевых сообществ. Наиболее богатый комплекс водорослей приурочен к биогермной полосе, в сторону открытого шельфа и лагуны происходит его обеднение. В сторону лагуны оно идет значительно медленнее, чем в противоположную сторону, где водорослевые фации встречаются только в переходной полосе к открытому шельфу, близ границы с отмельной зоной. По направлению к берегу от отмельной зоны водоросли прослеживаются и в фациях отгороженного шельфа, и в лагунных фациях. Только краевые части лагуны не содержат нитчатых водорослей.

Скважины		Каулаума	Кингисепи	Сакала	Кипи	1 Пангамяги 2 Риймьяги	3 Везику 4 Удудере	Обнажения	
K _{3a}	K	32,4	8,2						
	T	45,8	20,0	14,2					
	U				0,6		④		
S ₂ ld	K ₂	55,6	29,6	19,4	9,0		4,3		
	h		34,5	25,9	16,3	②	112,0		— Удудере, Анзи, Пяхкла — Ляманда
	S	75,0	43,4	34,6	22,6	8,2			— Анникайтсе
	Sn	80,0	50,0	41,6	29,1	15,8			— Созгинийне
K ₁	Vs	88,9	56,6	46,8	36,3	24,9	5,9		
	Kn	92,2	61,7	51,5	42,2		8,7		— Лавзи, Калласте, Куусымме — Зьдя
	Vt	117,5	76,9	66,3	53,6	27,8	23,2		— Вийта
S ₁ w	T	132,9	91,1	76,2	70,8				
	M	155,8	100,0	94,9	87,7	15,3			— Пангамяги
	V		122,3	122,2	97,4	31,6			— Яагараху
J ₁	p		137,0	125,0	102,8				
	n		140,6		121,0				
	m				138,0				— Ниназе, Суурику

Рис. 2. Глубина границ стратиграфических подразделений в разрезах изученных скважин и стратиграфическое положение рассмотренных обнажений. Индексы: w — венлок, ld — лудлов, горизонты см. при рис. 1; пачки и слои J₁m — мустьялаская; J₁n — ниназеская; J₁p — парамаяская; J₂V — вилсандские; J₂M — маазиские; J₂T — тагавереские; K₁Vt — вийтаские; K₁Kn — куусныммеские; K₁Vs — везикуские; K₁Sn — созгининаские; K₂S — саувереские; K₂h — химмистеская; K₂U — удудереские; K_{3a}T — тахулаские; K_{3a}K — кудьяпеские.

В результате закономерной смены фаций с разным комплексом водорослей по вертикали и их многократным повторением в разрезе наблюдается четкая связь распространения отдельных морфологических и таксономических групп водорослей с седиментационной цикличностью.

В рассматриваемом стратиграфическом интервале в пределах о-ва Сааремаа наиболее ясно выражены мезоциклиты мощностью 8—15 м, выделенные в местной стратиграфической схеме в качестве слоев с географическим названием (Кальо, ред., 1970). Границы мезоциклитов в опорных скважинах и стратиграфическое положение изученных обнажений показаны на рис. 2. Нижняя, трансгрессивная часть мезоциклитов сложена разнообразными известняками отмельной зоны с богатым комплексом известковых водорослей, в яагарахуском и паадласком горизонтах — маломощными языками отложений открыто-шельфовой макрофации, а их верхняя, регрессивная часть представлена лагунными первичными доломитами. Сразу выше границы мезоциклитов залегает выдержанный по площади базальный пласт, сложенный известняками забиогермной полосы с обильными желваковыми, столбчатыми строматолитами и онколитами, выше кровли везикуских слоев также с соленопоритами. В пределах роотсикюлаского горизонта эти базальные пласты мезоциклитов обозначают время максиму-

ма трансгрессии, вся остальная часть мезоциклита сложена лагунными доломитами, включающими пластовые строматолиты. В мезоциклитах яагарахуского и паадлаского горизонтов выше базального пласта широкой полосой развиты биогермы и предбиогермные фации с наиболее богатым комплексом водорослей. Лагунные доломиты образуют маломощную пачку в кровле мезоциклитов и, как правило, строматолитов не содержат (рис. 3).

В яаниском и курессаареском горизонтах содержащие водоросли известняки развиты только в верхней, регрессивной части мезоцикли-

Таблица 1

Основные фациальные типы отложений для разных макростадий развития

Макрофации Макростадии	I лагунная	II отдельно-баровая	III открыто-шельфовая	IV склоновая	V депрессивная
III	домериты известковые микрослойчатые зеленовато-серые	известняки чистые и глинистые зернистые светло-серые: детритовые биоморфные обломочные	мергели известковые и глинистые неоднородные волнисто-слоистые зеленовато-серые	мергели глинистые и глины горизонтально-слоистые однородные зеленовато-серые	глины однородные массивные зеленовато-серые
II	доломиты глинистые и домериты известковые алевритистые микрослойчатые узорчатые серые до темно-серых	известняки чистые зернистые желтовато-, коричневатые и светло-серые: биоморфные онколитовые ступковидные ослитовые обломочные детритовые строматолитовые	известняки глинистые илистодетритовые комковатые зеленовато-серые с обилием ходов илюдов	мергели известковые и глинистые горизонтально-слоистые серые с комками глинистого известняка	мергели глинистые и глины известковые горизонтально-тонкослойчатые темно-серые с малым содержанием органического вещества
I	доломиты глинистые известковые микрослойчатые, узорчатые желтовато-серые	известняки чистые зернистые: ступковидные обломочные биоморфно-детритовые	известняки чистые иловые волнисто-слоистые и полуконковатые желтовато-серые с редким рассеянным детритом	известняки чистые иловые горизонтально-слоистые, желтовато- и коричневатые серые	аргиллиты горизонтально-микрослойчатые черные с повышенным содержанием рассеянного органического вещества

тов, нижняя их часть сложена более удаленно-шельфовыми фациями, где водоросли весьма редки.

Проследивание изменений группового состава водорослей по всему разрезу венлока и лудлова Эстонии от яаниского горизонта до курессаареского показывает, что снизу вверх до середины роотсиюла-ского горизонта происходит постепенное обеднение комплекса, отчетливо видное во всех фациях. Выше, начиная с созгининаских слоев, в частности в паадласком горизонте, разнообразие водорослевой биоты вновь восстанавливается. Наиболее богатый в видовом отношении комплекс связан с биогермами паадлаского уровня, но по родовому разнообразию он все же уступает яагарахуским биогермам. В курессаареском горизонте эволюция комплекса происходит главным образом за счет его большей специализации и появления видов, которые получают широкое развитие в девонских бассейнах в условиях солёности, отклоняющейся от нормальной.

Ниже проанализируем фациальную приуроченность комплексов известковых водорослей, связь морфологии построек с литологическим типом осадка в конкретных разрезах и сравним таксономический состав водорослей в одних и тех же фациях на разных стратиграфических уровнях.

1. ЛАГУННАЯ ЗОНА

В лагунной зоне выделяется две фации. Внутренняя фация представлена седиментационными глинистыми доломитами, внешняя — копролитово-обломочными известковыми доломитами.

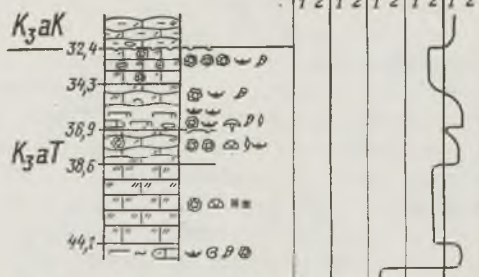
Во внутренней фации лагуны единственным типом построек являются пластовые строматолиты (рис. 3). В разрезе они образуют переслаивание с эвриптеровыми или узорчатыми доломитами и домеритами. Наиболее распространены в верхах везикуских слоев роотсиюла-ского горизонта, где строматолитовый пласт вскрыт всеми скважинами.

В скв. Рийумяги (инт. 17,1—19,4 м) пластовые строматолиты залегают на эвриптеровых и формируют слой мощностью 1,25 м. Они представляют собой микрослойчатое пластовое тело. На некоторых уровнях слои имеют мелкую фестончатость. Микроструктура строматолитов состоит из переслаивания слоев с однородной скрытокристаллической, нечетко-сгустковой, сгустково-канальцевой структурой. Границы между слоями нечеткие, переходы от одного типа микроструктуры к другому постепенные. Толщина слоев от 0,01 мм до 1,4 мм.

Для внешней фации лагуны наиболее характерными водорослевыми образованиями являются онколиты неправильной формы, формировавшиеся, по-видимому, в относительно спокойных условиях, и зачаточные строматолиты в виде бугорков (рис. 3). Внешняя фация описана нами в куусныммеских слоях на клифе Эльда, где снизу вверх выделяются: 0,6 м — известняк илистый тонкоплитчатый, содержащий ветвистые кораллы *Parastriatopora commutabilis*, рыбы *Tremataspis* sp.; 0,3 м — доломит узорчатый, в кровле четкая поверхность перерыва; 0,2 м — доломит известковый массивный, содержащий ветвистые кораллы, строматолиты и онколиты. В пределах слоя они образуют три уровня. Ядром, вокруг которого они развиваются, являются обломки веточек коралла *P. commutabilis*. Онколиты разбросаны

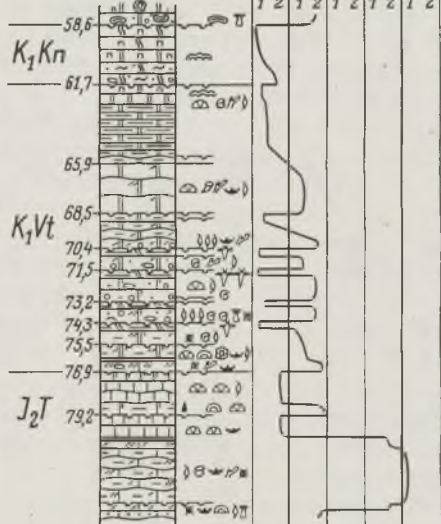
скв. Каугатума (509)

фациальные зоны

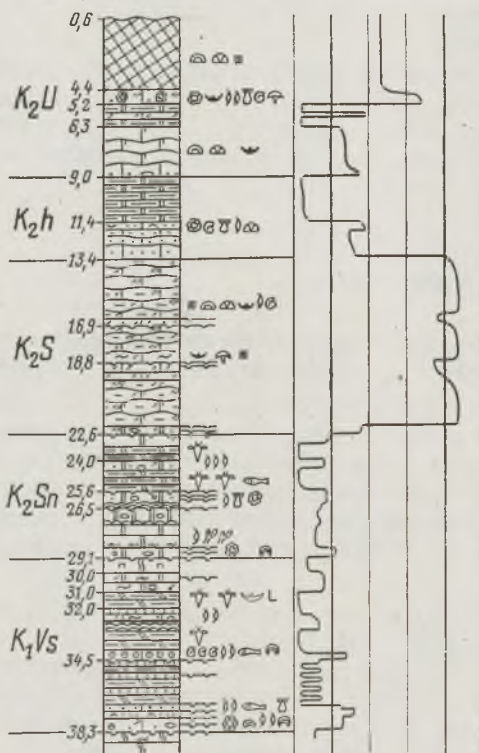


скв. Кингисепп

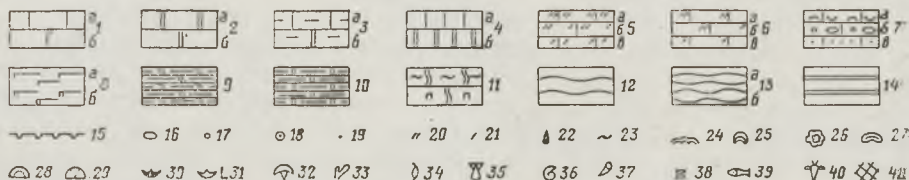
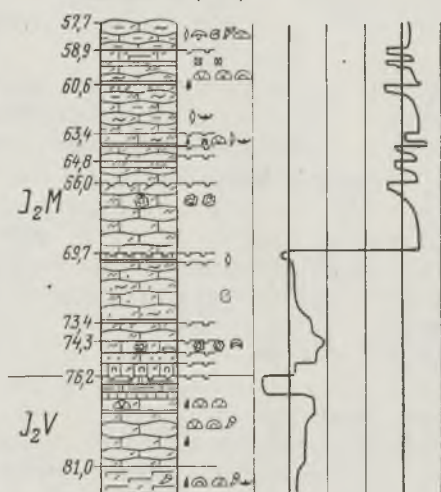
фациальные зоны



скв. Кипи



скв. Сайя (708)



в слое довольно редко, уплощены, имеют размеры 3×1 см, иногда $5 \times 1,5$ см, и нечеткую микроструктуру. В оболочках доминирует скрытокристаллический материал, однако существенную роль играют нити *Bevacastria amplexifurcata*. Никаких других водорослей не обнаружено.

II. ОТМЕЛЬНАЯ ЗОНА

Отложения отмели имеют наибольшее литологическое разнообразие благодаря образованию в условиях подвижного мелкого моря. Диагностические признаки и характерные литотипы пород описаны раньше (Кальо, ред., 1970; Нестор, Эйнасто, 1977), а также в предыдущих главах настоящей книги (Эйнасто, 1986; Эйнасто, Абущик и др., 1986).

В пределах отмельной макрофациальной зоны мы выделяем за-биогермную, биогермную и предбиогермную полосу, хотя непосредственной связи с биогермами (как было сказано уже выше) за- и предбиогермные полосы могли не иметь.

ЗАБИОГЕРМНАЯ ПОЛОСА

Отложения забиогермной полосы в венлокско-лудловских отложениях о-ва Сааремаа представлены наиболее широко. Их особенности были изучены нами в маазиских слоях яагарахуского горизонта (скв. Сайа, 74,0—76,2 м), в вийтаских (скв. Кингисепп, 63,0—66,4 м, Каугатума, 111 — 113 м), везикусских (скв. Кипи, 32,0—38,3 м, Кингисепп, 57,8—58,1 м, обн. Калласте, Лаази), созгининаских (скв. Кипи, 29,0 м, скв. Рийумяги, 14,0—15,8 м, обн. Созгинина) слоях роотсикулаского горизонта, в саувереских слоях (обн. Аникайтсе), в химмистеских слоях (карьеры Пяхкла, Анси, обн. Удувере, скв. Каармизе, 0,3—1,0 м) паадлаского горизонта. Отложения забиогермной полосы образуют в разрезе выдержанные базальные пласты мезоциклитов; непосредственной генетической связи с биогермной полосой не наблюдается. Они подразделяются на две фации.

▲ Рис. 3. Сводная колонка венлокских и лудловских отложений Эстонии по детально изученным интервалам основных буровых скважин. Фациальная кривая отражает разнопорядковую цикличность.

Условные обозначения: 1 — известняк чистый (а) и доломитовый (б); 2 — доломит чистый (а) и известковый (б); 3 — известняк (а) и доломит (б) глинистый; 4 — известняк (а) и доломит (б) иловый скрыто-микроструктурный; 5 — известняк крупнодетритовый (а), неотсортированный детритовый (б) и мелкодетритовый (в); 6 — известняк илесто-крупнодетритовый (а), неотсортированно-илесто-детритовый (б) и илесто-мелкодетритовый (в); 7 — известняк биоморфный (а), обломочный (б) и сгустковый (в); 8 — мергель (а) и домерит (б); 9 — доломит (домерит) эвриптеровый; 10 — доломит микрослойчатый водорослево-седиментационный; 11 — доломит узорчатый, обработанный илоедом (а) и неправильно-узорчатый (б); 12 — волнисто-слоистые текстуры; 13 — полукомковатые (а) и комковатые (б) текстуры; 14 — выдержанные прослои мергеля (домерита); 15 — поверхности перерыва; 16 — галька; 17 — песчаники карбонатные; 18 — оолиты; 19 — сгустки; 20 — крупный детрит; 21 — мелкий детрит; 22 — примесь рассеянного органического вещества; 23 — ходы илоедов; 24 — пластовые строматолиты; 25 — желваковые строматолиты; 26 — онколиты; 27 — онколиты лодковидные, обросшие раковины пелеципод; 28 — строматопораты; 29 — табуляты; 30 — замковые брахиоподы; 31 — беззамковые брахиоподы (лингулиды); 32 — трилобиты; 33 — мшанки; 34 — остракоды; 35 — пелециподы; 36 — гастроподы; 37 — ругозы; 38 — криноидеи; 39 — рыбы; 40 — эвриптериды; 41 — биогермы.

Внутренняя фация характеризуется постепенным переходом в лагунную фацию — повышенным содержанием илового, первично доломитового глинистого материала, базальным типом цемента пород. Внешняя фация представлена сгустково-детритово-обломочными известняками со значительным количеством копрогенного материала, нередко с оолитами. Несмотря на ряд общих черт, водорослевые сообщества забиогермной полосы имеют на разных стратиграфических уровнях ряд особенностей. Нами выделено 5 типов ассоциаций, сменяющих друг друга по вертикали в стратиграфической последовательности.

Первая ассоциация была изучена нами в скв. Сайа, где в базальном пласте маазиских слоев (мезоциклита) можно наблюдать отложения обеих фаций забиогермной полосы, сменяющих друг друга по вертикали (рис. 3).

76,2—75,0 м — нижнюю часть пласта составляет известняк детритисто-иловый микрокристаллический, с пиритовой узорчатостью по ходам илоедов. Детрит представлен в основном водорослевым материалом: *Rothpletzella muntei*, *Hedstroemia* sp., *Rhabdoporella flexuosa*, *Ortonella* sp. Средняя часть пласта сложена сгустково-мелкодетритовым известняком с рассеянным крупным детритом и многочисленными ходами илоедов; детрит пиритизирован. В верхней части слоя имеются миллиметровые строматолито-онколитовые нарастания, представленные *Hedstroemia bifilosa*.

75,0—74,5 м — известняк онколитово-детритовый. В основании слоя онколиты мелкие, до 0,5 см в диаметре, в средней части слоя постепенно увеличиваются до 2—2,5 см, часто имеют яйцевидную форму, ориентированы острым концом книзу, в верхней части вновь уменьшаются до 1 см. Онколиты представлены кустиками *Hedstroemia bifilosa*, которые снаружи облекались криптозернистым материалом. В условиях волнения такая форма была очень неустойчивой: лишь наиболее крупные онколиты сохранились в пласте в начальном положении, большинство же было сшиблено с грунта и перекатывалось. В верхней части слоя количество водорослевых нитей в онколитах уменьшается, преобладает микритовая составляющая, но видовой состав водорослей сохраняется.

74,5—74,3 м — известняк илисто-детритовый серый, илистость увеличивается вверх по слою.

74,3—74,0 — известняк онколитовый, переходящий в пределах слоя в строматолит (рис. 4Е). Промежутки между онколитами заполнены илисто-детритово-копрогенным материалом, частично пиритизированным. Ядра онколитов, особенно в нижней части слоя, также пиритизированы. Онколиты сложены преимущественно криптозернистым материалом, содержат в наружных слоях оболочки нити *Bevacastria*.

74,0—69,7 м — известняк илисто-сгустковый, местами обогащенный пиритизированным детритом и с многочисленными ходами илоедов, нарушающими слоистость. Обнаружены мелкие гастроподы, в верхах слоя много лепердий.

Отложения интервала 74,5—76,2 м мы относим к внешней фации забиогермной зоны. Они несут признаки относительно подвижной среды. Вышележащая часть разреза принадлежит внутренней фации и формировалась в более спокойной обстановке. Для первой фации характерны мелкие одиночные столбчатые строматолиты, представленные преимущественно водорослевыми нитями, для второй — появление ленточных форм строматолитов, по простиранию переходя-

щих в онколиты. Онколиты встречаются в обеих фациях, однако состав водорослей меняется. Для первой фации характерны кустистые формы *Hedstroemia*, *Ortonella*; стелющиеся нити *Bevocastria*, *Rothpletzella*, *Wetheredella* имеют подчиненное значение. Во второй фации стелющиеся, обволакивающие нити преобладают, большое значение приобретает микритовый материал, иногда составляющий до 80% оболочки онколитов.

В средней части маазиских слоев той же скважины в интервале 66,0—66,8 м встречен пласт иловых известняков, содержащих онколиты, который отлагался, по-видимому, в условиях внутренней подзоны. Здесь онколитовые оболочки развиваются преимущественно на брахиоподах, имеют выпукло-вогнутую форму и представлены микритовым материалом, в котором определены нити *Bevocastria* sp., *Rothpletzella* sp., *Hedstroemia* sp. Подобный тип онколитов, содержащий доломитизированные нити водорослей и вверх по слою переходящий в пластовые строматолиты, отмечается также в скв. Сакла (93,8—94,9 м).

Вторая ассоциация внутренней фации изучена в базальном пласте везикуских слоев на западе о-ва Сааремаа. В разрезе скв. Кипи (гл. 37,9—37,8 м) основание везикуских слоев сложено биоморфно-детритовым известняком с яснокристаллическим цементом. Детрит микритизирован и состоит из обломков пелеципод, брахиопод, комков типа *Nubercularites* и *Glebosites*; основную часть породы составляют створки остракод (рис. 3). В основании слоя прослеживается несколько поверхностей перерыва, к которым приурочены одиночные столбики строматолитов высотой 3—5 см и шириной 1,5—3 см. Материал, слагающий строматолиты, существенно микритизирован, в нем видны нечеткие следы нитчатого строения.

Интервал 37,8—37,6 м — известняк илесто-детритовый с онколитами. Состав детритового материала прежний. Встречающиеся здесь структуры следовало бы назвать строматолито-онколитами (рис. 4Ж), так как большинство этих образований несет следы первоначального прирастания или, наоборот, имеет в ядре округлый желвак с выросшим на нем строматолитовым столбиком. Наряду с ним встречаются изометричные формы с фестончатым строением внешних частей оболочки, а также выпукло-вогнутые онколиты на створках брахиопод. Их размер колеблется от 1 до 3,5 см. Несмотря на хорошую сохранность, определить какие-либо водоросли в строматолитах и онколитах не удается, хотя на отдельных участках желваков видны следы кустистых форм, располагающихся перпендикулярно поверхности наложения онколитов, и нити, идущие параллельно наложению. Не исключено, что это нити *Bevocastria* и *Hedstroemia*, которые были микритизированы. Более вероятно, что состав водорослей здесь был иной. Характерной особенностью строматолитов и онколитов этого уровня является огромное количество ходов сверлящих организмов, которые иногда полностью нарушали первичную структуру желваков. Кроме того, в наружных частях оболочки часты спирорбисы, нередко формирующие весь внешний слой желваков.

37,5—37,1 м — известняк неотсортированный илесто-детритовый, часты трубки серпул, ходы илоедов, полностью забитые пеллетами. Выше залегает плоскогалеchnый конгломерат мощностью 3—4 см.

Наличие многочисленных сглаженных поверхностей перерыва, источенность онколитов и строматолитов сверлильщиками, микрити-



Рис. 4. Некоторые примеры форм роста и способа захоронения водорослей из венлока и лудлова Эстонии Стратиграфические индексы см. при рис. 2.

А. Медузообразные неслоистые онколиты в глинистом известняке, фация приотмельного открытого шельфа. Скв. Каугатума, инт. 56,95—57,10 м, К₂К.

Б. Симметричные округлые и лодковидные онколиты в брахиоподовых известняках, фация зоны волнения. Клиф Суурику, J,п.

В. Онколит со следами обламывания и нового нарастания, в основании — *Parachaetetes compactus*.

Фация предбиогермного шлейфа. Скв. Кипи, инт. 4,6—4,9 м, К₂У.

Г. Желваки *Parachaetetes globosus*. Фация предбиогермного шлейфа. Скв. Сайа, инт. 64,2—64,0 м.

Д. Схема нарастания сложного онколита, внутренняя фация биогермной полосы. Скв. Удуре, инт. 3,24—3,30 м, К₂У.

Е. Переход онколитового слоя в строматолит; I ассоциация забиогермной полосы, внутренняя фация. Скв. Сайа, гл. 74—74,0 м, J₂М.

Ж. Онколиты и строматолито-онколиты; II ассоциация забиогермной полосы, внутренняя фация. Скв. Кипи, гл. 37,72—37,83 м, K₁Vs.

З. Нарастание столбчатого строматолита на онколит; II ассоциация забиогермной полосы, внешняя фация. Скв. Сакла, инт. 34,90—34,98 м, K₂S.

И. Столбчатый строматолит, в середине слой кораллово-илисто-детритово-сгусткового глинистого известняка с ходами илоедов; II ассоциация забиогермной полосы, внешняя фация. Скв. Каугатума, инт. 86,35—86,50 м, K₁Vs.

зация водорослевого и детритового материала свидетельствуют, по-видимому, о низкой скорости осадконакопления. Большинство онколитов везикуского уровня сохраняет такой же облик, что и в разрезе Кипи.

Следует отметить, что к юго-западу, в сторону открытого моря, фауна строматолито-онколитового базального пласта этого уровня становится более разнообразной. В разрезе скв. Каугатума (интервал 86,6—86,3 м) между западинами столбчато-пластового строматолита встречаются брахиоподы, ругозы в лежащем положении. Наблюдается нарастание коралла на строматолитовом столбике, вновь перекрываемое строматолитовой тканью (рис. 4И). Выше в илесто-детритовом известняке найдены мшанки.

Отложения внутренней фации забиогермной зоны везикуских слоев прослеживаются в разрезах обнажений Лаази и Калласте.

В обн. Калласте представлены базальные слои везикуских слоев (снизу вверх):

0,10—0,15 м — известняк глинистый;

0,05—0,07 м — известняк биоморфный, содержащий большое количество гастропод;

0,35—0,4 м — известняк детритовый, переходящий в сгустковый, точнее, в микрокомковый. В основании слоя в детритовом материале располагаются маленькие, плоские желвачки строматолитов, диаметром 1—5 см, высотой 1—1,5 см. Постепенно слои обогащаются илистым материалом, в котором отчетливо различаются микрокомочки *Sculponea*, сложенные криптокристаллическим материалом. Иногда в середине комочков в шлифах видны мелкие, сильно гранулированные обломки фауны, но обычно комочки имеют пятнистую микроструктуру, в некоторых отчетливо видны следы нитей. В нижней части слоя они обычно имеют неправильную форму, а размеры их не превосходят 0,1—0,15 мм, выше их количество резко возрастает, размеры постепенно увеличиваются до 2—3 мм, а форма становится овальной с соотношением длины к ширине и толщине 2:1:1. В верхней части слоя комочки составляют более 50% всего материала, но наряду с ними встречается много фауны: табуляты, разнообразные гастроподы, наутилоидеи. Кровля слоя белая, очень плотная, слегка волнистая, представляет собой фарфоровидную, микрослойчатую карбонатную корку; 0,10—0,15 м — известняк микрокомковатый, сходный с нижележащим, но сильно ожелезненный, с выделениями лимонита. Он значительно эродирован. В кровле прослеживается поверхность перерыва.

Литологические особенности этих отложений очень характерны. Отсутствие каких-либо признаков перемешивания материала свидетельствует о спокойной обстановке осадконакопления, а увеличение количества комочков вверх по слою, рост их размеров и, наконец, появление корки, которую мы трактуем как результат высыхания, по-

-
- ◀ К. Строение трехслойного тела желваковых строматолитов; V ассоциация забиогермной полосы, внешняя фация. Скв. Удувере, инт. 3,70—4,15 м, K₂U.
Л. Онколиты с несимметричным нарастанием и бугорчатые строматолиты в доломитовом глинистом известняке; внешняя фация лагунной зоны. Клиф Эльда, K₁Kп.

Обозначения: 1 — известняк глинистый; 2 — ходы илоедов; 3 — детрит и сгустки; 4 — поверхности перерыва; 5 — поверхности растворения; 6 — табуляты; 7 — соленопориды; 8 — сифониковые водоросли; 9 — стелющиеся формы нитчатых водорослей; 10 — кустистые формы нитчатых водорослей.

видимому, говорят об их образовании в приливной полосе. Эти микрокомковатые известняки по своей макро- и микроструктуре очень напоминают грейпстоуны — гроздьевидные агрегаты органоминерального состава, обнаруженные Парди (Purdy, 1963, 1964) на Багамской банке, где они формируются в мелководных участках внутренней части банки.

Таким образом, в обеих фациях этой зоны в везикуской ассоциации четко диагностируемые водоросли отсутствуют. Остается неясным, изменился ли здесь состав биоты и преобладали ли в ней водоросли с иным типом обызвествления, чем в предыдущих, или из-за мелководности и низкой скорости осадконакопления изменился характер сохранности карбонатного материала и известковые стенки водорослевых нитей подвергались грануляции. Как бы то ни было, начиная с везикуского уровня в отложениях забиогермной равнины морфология водорослевых построек становится их основной характеристикой, а состав водорослевой биоты — только дополнительной.

Третья ассоциация представлена в созгининаских слоях. В разрезе скв. Рийумяги в базальном пласте этих слоев снизу вверх установлена такая последовательность:

15,9—15,6 м — известняк обломочно-детритовый, сильно доломитизированный, содержит прослой доломитизированных онколитов, в диаметре не превосходящих 0,7—1 см, часто с нарушенными оболочками; 15,6—15,4 м — известняк детритовый; детрит хорошо окатанный, микритизированный, сложен преимущественно обломками створок пелеципод, брахиопод, встречаются единичные крупные обломки — обрывки строматолитовых слоев. Вверх по слою происходит обогащение оолитовым материалом, который часто располагается гнездами;

15,0—13,95 м — известняк илистый, скрытокристаллический;

13,95—13,9 м — известняк оолитово-детритовый, преобладают зачаточные оолиты (*Bobolites maris*);

13,8—12,9 м — известняки сильно доломитизированные, выщелоченные, бурые;

12,9—12,85 м — известняк оолитовый; преобладают *Bobolites acerosus*; оолиты нарастают вокруг вытянутых обломков пелеципод, доломитизированы;

12,85—12,65 м — известняк остракодово-обломочный;

12,65—12,45 м — известняк оолитовый. Оолиты с хорошо развитыми многослойными оболочками типа *Bobolites acerosus*, размером до 2 мм;

12,45—11,8 м — известняк пеллето-детритово-остракодовый; весь детрит микритизирован, с отдельными обломками, представленными кустиками. *Hedstroemia*.

Таким образом, водоросли в забиогермной полосе в созгининаской ассоциации отсутствуют, их место занимают оолитовые известняки. Наличие хорошо окатанных и отсортированных известняков, часто состоящих из однородного детрита, в сочетании с оолитовыми прослоями, свидетельствует о гораздо более активной гидродинамике бассейна в созгининаское время, чем в предыдущее. Отсутствие водорослей больше связано с неспокойной обстановкой осадконакопления, чем с отклонениями в солености, которые, вероятно, также имели место.

К той же внутренней фации мы относим доломитизированные известняки обн. Созгинина. Здесь в фестончатых крупных онколитах удалось определить *Parachaetetes compactus*; оболочки онколитов содержат нити *Bevocastria* sp.

Четвертая ассоциация выделяется нами в базальном пласте саувереских слоев паадлаского горизонта. На клифе Аникайтсе самые низы пласта сильно доломитизированы. Выше залегают:

0,4 м — известняк-ракушняк, частично доломитизированный, состоящий преимущественно из обломков пелеципод, в меньшей мере гастропод и наутилоидей. Вверх по слою происходит увеличение мелко-детритового материала, сгустков, появление остракод, оолитов с тонкими (1—2 мм) оболочками. В основании слоя — небольшие (0,3—1,5 см) онколиты с микрозернисто-сгустковой структурой такого же типа, как микроструктура строматолитов. В кровле слоя поверхность перерыва; 0,2 м — известняк биоморфно-детритовый, доломитизированный; в основании слоя небольшие столбчатые строматолиты, 3 см в диаметре, высотой 6—7 см. Микроструктура строматолитов сильно нарушена доломитизацией, лишь местами удается видеть нити *Bevocastria*; 0,2 м — ракушняк, состоящий из пелеципод, гастропод, остракод, брахиопод.

Во всей этой ассоциации чрезвычайно мало видов водорослей. Ее характерной особенностью является появление онколитов со строматолитовой структурой (рис. 43). Кроме того, интересно сочетание онколитов и столбчатых строматолитов с оолитовым материалом, который встречается ограниченно и выступает как одна из составляющих детрита.

Пятая ассоциация забиогермной полосы выделяется в химмистеских слоях. Она изучалась нами в карьерах Пяхкла, Анси, Удугере, Люманда, в разрезе скв. Удугере. В карьере Пяхкла выше каармских доломитов залегают:

0,1 м — известняк остракодовый, неравномерно отсортированный, местами остракодовый, биоморфно-сгустковый, местами детритово-сгустковый; детрит микритизированный, сильно битый, почти неопределимый. В верхней части слоя видны следы растворения, существенная перекристаллизация и ожелезнение;

0,5 м — известняк биоморфно-детритовый с гастроподами, пелециподами, остракодами, мшанками (?), значительным количеством сгусткового материала и микритизированного детрита, содержит желваки строматолитов, приуроченных к нижней части пласта.

Строматолитовые желваки располагаются двумя-тремя уровнями. Нижний уровень представлен полукруглыми корками толщиной 2—3 см, залегающими непосредственно на поверхности перерыва. Выше располагаются правильные овальные каравайчики, высотой до 5 см и 5—10 см в диаметре, имеющие облекание слоев типа *Collenia*. Верхняя часть строматолитового слоя представлена неправильной формы «шапкой», которая нередко объединяет и облекает несколько более мелких «каравайчиков» и имеет близкую с ними текстуру. Толщина строматолитового слоя не превосходит 30 см. Структура строматолитов формируется за счет произвольного сочетания трех различных микроструктур: однородной микрозернистой, сгустково-канальцевой и структурой микрокустистых агрегатов. Первые две формируют самостоятельные слои толщиной 0,05—0,6 см, микрокустистые агрегаты располагаются четкими облекающими слоями. В нижней части желваков чаще наблюдается микрозернистая структура, в средней — сгустково-канальцевая. В верхах толщи происходит нарушение слоев и возникновение полостей за счет ожелезнения и растворения, свидетельствующих о том, что вершина строматолитов выходила из воды.

Аналогичное строение имеют строматолиты в скв. Удугере (см. рис. 4К).

К верхней границе строматолитов приурочен слой со значительным количеством целых раковин наутилоидей, мурчиссоний, желвачков соленопорид, онколитов, достигающих 2 см в диаметре.

Выше строматолитов количество илистого материала увеличивается; здесь часты онколиты, состоящие из чередования слоев кораллов *Riphaeolites* и нитчатых водорослей *Bevocastria amplexifurcata*, *B. grassa*. В верхней части пласта илистый материал преобладает, детрит располагается гнездообразно, часты онколиты, в ядрах которых находятся соленопориды *Parachaetetes compactus*, *Solenopora gothlandica*, а внешние части оболочек сложены *Bevocastria amplexifurcata*, *Hedstroemia* sp., *Ortonella* aff. *furcata*.

В химмистеской ассоциации впервые появляются желваковые строматолиты вместо столбчатых. Другой ее особенностью является значительно большее разнообразие водорослей, чем в ассоциациях роотсикулаского горизонта.

В таблице представлен состав водорослей всех пяти ассоциаций забиогермной равнины, сменявших друг друга в венлокско-лудловских отложениях. Появление строматолитов — наиболее яркая характеристика этой зоны. Они являются постоянным элементом внешней фации и часты во внутренней фации, хотя относительно нее мы еще не располагаем достаточно полными данными. Форма строматолитов также весьма показательна: это небольшие одиночные столбики, поперечник которых почти равен диаметру онколитов, вместе с которыми они обычно встречаются. Более крупные, желваковые строматолиты характерны только для наиболее молодой химмистеской ассоциации.

Второй особенностью ассоциации забиогермной полосы является большое разнообразие водорослевой биоты во внешней фации. Здесь встречено большинство родов водорослей, характерных для венлокско-лудловских отложений. При этом отмечаются большие колебания в составе водорослей как на разных стратиграфических уровнях, так и при переходе от одной фации к другой. Это связано, очевидно, с многообразием микрофаций забиогермной равнины, которое, в свою очередь, обусловлено многообразием условий этой крайне мелководной зоны.

Наибольшее распространение имеют представители родов *Hedstroemia* и *Bevocastria*. *Wetheredella* и *Rothpletzella* не встречаются выше вийтаского уровня. Для большинства видов характерен значительный вертикальный диапазон, исключение представляет ассоциация вийтаских слоев, где впервые в силуре найдены *Garwoodia* aff. *gregaria* и новый вид *Wetheredella tenuis*, на других уровнях не обнаруженные.

При анализе вертикальных изменений состава этой ассоциации бросается в глаза определенная симметрия: наиболее бедна водорослями созгининая ассоциация, что частично обусловлено особенно плохой сохранностью (недоломитизированных разрезов нет), наиболее богаты маазиская и химмистеская ассоциации. Если сравнивать две последние, то поначалу ассоциация химмистеских слоев кажется более богатой: здесь встречены багряные водоросли *Parachaetetes compactus*, *Solenopora gothlandica*, появляются новые виды *Bevocastria grassa* и даже новый род — *Cateniphycus* (?). С другой стороны, эта ассоциация не содержит *Wetheredella*, *Rothpletzella*, а это роды, харак-

теризующие нормально-морские условия. Кроме того, здесь впервые появляются желваковые строматолиты, лишенные водорослевых нитей и имеющие микроструктуру, во многом сходную с микроструктурой лагунных строматолитов. Эти факты свидетельствуют о том, что в паадласком бассейне соленость вод этой полосы отличалась от нормальной.

БИОГЕРМНАЯ ПОЛОСА

Отложения биогермной полосы подразделяются на две фации — внутреннюю и внешнюю. Отложения внутренней фации представлены илито-биоморфными известняками, известковыми доломитами и доломитистыми известняками. Эта фация обнаружена в карьере Карала, где вскрыты саувереские слои паадлаского горизонта, и в разрезе скв. Кипи, где к ней относятся удивереские слои паадлаского горизонта.

В скв. Кипи на уровне 4,0 м выделяются неотсортированно-илитодетритовые доломитистые известняки с раковинами гастропод, остракод, пелеципод, наутилоидей, корковых и массивных табулят, содержащие значительное количество водорослевого материала (рис. 3). Водоросли формируют онколиты и встречаются в виде детритового материала, т. н. «сгустков», представляющих собой обломки кустиков *Ortonella*, *Hedstroemia*, соленопорид и *Solenopora gothlandica*, желвачков *Bevocastria amplexifurcata*. Онколиты представлены чередованием слоев, содержащих цилиндрические колонии коралла *Laceripora cribrifera* и водоросли *Bevocastria amplexifurcata*. Онколиты крупные, до 3—4 см в диаметре, имеют фестончатое нарастание и утолщение слоев во внешней зоне онколита главным образом за счет появления кустистых форм *Ortonella aff. furcata*.

Внешняя фация представлена кораллово-строматопоровыми известняками, которые изучались нами в карьере Яагараху.

Здесь, в кровле крупного биогермного массива, сложенного строматопорами *Vikingia tenue*, развиваются табуляты *Favosites mirandus*, которые, в свою очередь, облекаются корками *Solenopora filiformis* и нитями *Wetheredella multiformis*, *Rothpletzella muntei*, *Halisis* sp., *Yukanella* sp. Водоросли выстилают все промежутки между строматопорами и кораллами, образуя маломощную корку, венчающую биогерм. Детритовый и иловый материал практически отсутствует. Биогермные известняки отделены от вышележащего домерита поверхностью перерыва.

В таблице приведен состав водорослей, встречающихся в биогермной фации. Они были активными биогермостроителями. Во внутренней и внешней фациях биогермов состав водорослей различен.

Для внутренней фации биогермов особенно характерными являются водоросли с вертикальным ростом: помимо соленопорид, к ним относятся представители зеленых (?) водорослей: *Hedstroemia*, *Ortonella*. В нашем материале они встречаются преимущественно в виде детрита — обломанных кустиков.

Другая группа водорослевых образований представлена онколитами. Они либо сложены *Parachaetetes compactus*, либо эта багряная водоросль формирует ядро онколита; наружные слои сложены в основном нитями *Bevocastria*, но иногда во внешних частях обрастания встречаются крошечные кустики *Hedstroemia*. Часты сложные онколиты с несколькими ядрами обрастания (рис. 4Д).

Багряные водоросли являются характерным компонентом этой фации, и только в ней они достигают такого количественного и таксономического разнообразия. Помимо *Parachaetetes* и *Solenopora*, здесь встречается род *Wisheraia*, который во многом близок соленопоридам. Таксономический состав водорослей и морфологические формы их построек в биогермной полосе удувереских слоев полностью идентичны с таковыми полосы водорослевого шлейфа, что позволяет предполагать, что они были снесены с биогерма и переотложены.

Во внешней фации, подвергавшейся активному воздействию волн, преобладают стелющиеся формы. Из багрянок доминировал *Solenopora filiformis*, выстилавший все неровности рельефа биогерма, из других групп водорослей наиболее характерным был *Wetheredella multiformis*. Из всех представителей рода *Wetheredella* этот вид обладает наибольшей сопротивляемостью отрыву, так как имеет пальцеобразное ветвление и плотно облекает всю поверхность, к которой прикрепляется (Ищенко, Радионова, 1980). К сожалению, водоросли во внешней зоне биогермов в нашем материале представлены только на одном уровне — в вилсандиских слоях яагарахуского горизонта, поэтому оценить, как изменяется состав этой фации на разных стратиграфических уровнях, не удается.

ПРЕДБИОГЕРМНАЯ ПОЛОСА

Стложения предбиогермной полосы представлены фацией биогермного шлейфа и фацией зоны волнения.

Фацию биогермного шлейфа можно наблюдать в паадласком горизонте в разрезе скв. Кипи.

В интервале 4,4—5,2 м отложения представлены преимущественно органогенно-обломочными известняками, содержащими обломки биогермных организмов — кораллы, мшанки, водоросли, погруженные в микрозернистый известковый материал. Преобладают обломки водорослей. Багряные водоросли встречаются в виде обрывков кустистых обрастаний *Parachaetetes compactus*, *Solenopora gothlandica*, *Vicheraia* sp., из зеленых представлены *Hedstroemia halimedoidea*, *Ortonella* aff. *furcata*. Мелкие неслоистые онколиты диаметром 0,5 см сложены *Bevocastria*. Кроме них, встречаются крупные онколиты диаметром до 5 см, имеющие причудливую форму и несущие следы разламывания и неоднократного нарастания (рис. 4В). Водоросли представлены *Bevocastria amplifurcata*, *B. grassa*, *Hedstroemia* sp. и кустистыми водорослями неясного систематического положения. Кроме водорослей, в онколитах иногда встречаются корковые кораллы. Во внешней части оболочки онколитов существенна роль криптозернистого материала. При обламывании и повторном нарастании состав водорослей-онколитобразователей не менялся.

Фация зоны волнения представлена хорошо отсортированными полидетритовыми известняками, сложенными обломками раковин брахиопод, трилобитов, остракодами, мшанками, кораллами, криноидеями. Водоросли в этой фации обнаружены в яаниском и курессаареском горизонтах и приурочены к брахиоподовым известнякам.

В ниназеской пачке яаниского горизонта брахиоподовые биоморфные известняки образуют волнистые прослои, разделяемые пластиами илисто-детритовых известняков. Мощность слоев 3—10 см. В «буграх» волнистых слоев брахиоподовых известняков встречаются небольшие

(первые см) биогермы мшанок. В этой части слоя створки брахиопод окружены онколитовыми оболочками, а в понижениях между буграми они обычно оболочек не имеют. Нижняя поверхность бугристых слоев часто горизонтальна. По-видимому, бугристость возникла за счет водорослевого материала: онколиты намывались вокруг естественных неровностей дна, часто обусловленных колониями мшанок, и задерживались благодаря вязкости водорослевых нитей. Водоросли в онколитах представлены: *Girvanella wetheredii*, *G. ducii*, *Rothpletzella gothlandica*, *R. muntei*, *Hedstroemia* sp., *Wetheredella* sp., *Nuia* sp., *Halisia* sp.

В курессаареском горизонте, в разрезе скв. Каугатума (45,8—32,2 м; рис. 3), онколитовые известняки слагают прослой мощностью 3—5 см, приуроченные к основанию циклитов. В нижней и верхней части слоя онколиты также приурочены к брахиоподовым известнякам. Характерно, что в нижней и верхней части слоя они имеют выпукло-вогнутую форму, в средней части слоя — округлую (рис. 4Б). Водорослевый состав онколитов этого слоя сходен с таковым яаниского горизонта: *Girvanella wetheredii*, *G. ducii*, *Rothpletzella gothlandica*, *R. straeleni*, *Hedstroemia* sp., *Wetheredella* sp.

В разрезах отсортированно-зернистые отложения зоны волнения часто чередуются с илесто-детритовыми отложениями открытого шельфа с отчетливо выраженной микроциклическостью. Примером такого переходного комплекса служит интервал 57,7—66,0 м в разрезе скв. Сайя в середине маазиских слоев, приблизительно на уровне пангамягиского биогермного комплекса в окрестностях Яагараху (рис. 1, 3). По преобладанию илесто-детритовых известняков этот интервал следовало бы отнести к открытошельфовой зоне, однако он весьма своеобразен по составу водорослей.

Микроциклиты одинаково построены, имеют мощность 0,5—1,5 м. В основании циклита прослеживается прослой мергеля с линзами биоморфно-детритового известняка мощностью 3—5 см, где вся фауна несет признаки перемещения: опрокинутые ругозы, оторванные корки и желваки строматопорат, разделенные на отдельные створки брахиоподы.

Выше базальный слой постепенно переходит в неотсортированно-илесто-детритовый пиритизированный известняк с редкой фауной и многочисленными ходами илоедов. В кровле микроциклитов прослеживается маломощный (2—10 см) прослой хорошо отсортированного мелкодетритового известняка (рис. 3).

Водоросли обнаружены в базальной части только одного из 4 одинаковых ритмов и представлены уникальным комплексом: *Parachaetetes globosus* sp. n., *Dimorphosiphon* sp., *Girvanella ducii*, *G. wetheredii*. Характерно, что все водоросли этого комплекса не формируют обрастаний и даже гирванеллы обнаружены в виде разрозненных нитей. Колонии *Parachaetetes globosus* представлены полусферическими желвачками диаметром 0,2—0,4 см, с плоской поверхностью прирастания (?) и характерными «ушами» (рис. 4Г). Все виды водорослей, за исключением гирванелл, встречены только в данном комплексе. Особенно интересной является находка талломов *Dimorphosiphon* — единственных в венлокских отложениях Эстонии.

Таким образом, со стороны биогермов к открытому шельфу прослеживаются три фации, в которых встречаются водоросли. Две из них смежные и имеют сходный таксономический состав. Обе фации представлены в отложениях нижней части курессаареского горизонта разреза скв. Каугатума, а также в ниназеской пачке яаниского горизонта.

Характерно, что водоросли в обеих фациях встречаются только в виде онколитов, форма которых в каждой из них является достаточно выдержанной. В переходной полосе состав водорослей резко обеднен, онколиты в основном представлены водорослевыми нитями, почти без илового материала, и содержат только 1—2 вида водорослей. В пределах предбиогермной полосы в онколитах встречается 5—6 видов водорослей. Типичными родами являются *Rothpletzella*, *Wetheredella*, *Girvanella*. Количество криптозернистого материала в оболочке онколитов иногда достигает 50%. Видовой состав водорослей в обоих горизонтах совпадает, но все же наблюдаются отличия. В янискских отложениях отмечены *Nuia* sp. и *Halisis* sp. — ордовикские роды, которые в силурийских отложениях развиты ограниченно и выше маазиских слоев яагарахуского горизонта не встречаются. В курессаареском горизонте появляется *Rothpletzella straeleni*. Этот вид под названием *Coacutilum straeleni* описан В. П. Масловым на материале из девонских отложений Русской платформы. Он зафиксирован в силуре впервые и пока ниже курессаареского горизонта не обнаружен.

Водорослевый комплекс в разрезе скв. Кипи (интервал 5,2—4,4 м) условно отнесен к фации биогермного шлейфа, окаймлявшей с внешней стороны зону биогермов (рис. 3). Составы водорослей здесь и в зоне биогермов паадлаского горизонта весьма сходны. Слой, содержащий водоросли, морфологически представляет собой свал биогермных организмов. Не исключено, что все встреченные здесь в виде детрита кустистые формы с вертикальным ростом — *Hedstroemia*, *Ortonella*, обломанные корни соленопор, онколиты со следами неоднократного окатывания и нарастания — первоначально образовывались в биогермах, с которых были снесены и переотложены.

III. ОТКРЫТЫЙ ШЕЛЬФ

Комплекс водорослей приотмельной полосы открытого шельфа связан с илисто-полидетритовыми полукомковатыми известняками, развитыми при переходе от отмельной зоны к открытому шельфу. Комковатое строение известняков этого типа обусловлено линзами и гнездами отсортированного детрита, расположенными в илистом карбонатном материале. Мы относим к этой фации ряд слоев ниназеской пачки яаниского горизонта (клиф Суурику) и нижней части курессаареского горизонта.

В разрезе скв. Каугатума (интервал 44,1—45,2 м) водоросли приурочены к неслоистому серому неравномерно-комковатому известняку. «Комки», точнее неровные лепешки детритового известняка размером 1,5—3 см, располагаются в известково-глинистой зеленовато-серой массе, полностью переработанной илоедами. Часто встречаются целые раковины брахиопод, гастропод, ругоз в опрокинутом положении; детрит пиритизирован.

Онколиты неравномерно рассеяны по всему слою. В основании слоя, чуть выше поверхности перерыва, онколиты образуются в результате обрастания брахиопод водорослями, толщина водорослевого слоя не превосходит первые миллиметры. Выше они имеют иную морфологию: мелкие онколиты диаметром 0,5—0,7 см, обычно без ядра и четких концентров нарастания, построены несимметрично. С одной стороны у них гладкая, округлая поверхность (она ориентирована вверх по слою), с противоположной стороны располагаются не-

большие отросточки, и весь онколит напоминает по форме медузу со щупальцами (рис. 4А). Водорослевые нити полностью слагают эти структуры, они представлены *Girvanella wetheredii*, *G. ducii*. Характерно, что к внешнему краю онколита приурочены нити с более толстым диаметром — *G. ducii*. Изредка здесь встречаются *Wetheredella silurica*. Форма онколитов является достаточно характерной для отложений этой фации, иных форм роста водорослей не обнаружено.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изменение состава водорослевых сообществ и формы водорослевых построек от фации к фации показаны на рис. 5. Как можно видеть, онколиты встречаются во всех мелководных фациях за исключением внутренней фации лагунной зоны, однако их форма изменчива и зависит от условий, в которых они формировались. Хотя традиционно считается, что наиболее распространена округлая форма онколитов, в изученном материале округлые симметричные онколиты характерны только для фаций постоянного волнения (включая внешнюю фацию биогермов). В последнем случае они представлены только желваками соленопор. Такая форма онколитов явно связана только с активной и устойчивой гидродинамикой бассейна. При более спокойном или неустойчивом режиме она меняется. Для субтурбулентной открыто-шельфовой зоны типичны несимметричные неслоистые желваки, иногда медузообразной формы. Чрезвычайно характерны онколиты фации предбиогермного шлейфа, формировавшиеся, по-видимому, в условиях сильных, но непостоянных (штормовых ?) волнений. Они имеют неправильную форму из-за неоднократного нарастания и обламывания. Для желваков внутренней фации биогермов, рост которых происходит в затишных условиях, характерны крупные (до 6—8 см)

ЛАГУНА		П Т М Е Л Б						Открытый шельф
		Забюгерная полоса		Биогермная полоса		Предбиогермная полоса		
I - 1	I - 2	II - 1	II - 2	II - 3	II - 4	II - 5	II - 6	III
<i>Bevacastria amplexifurcata</i>	<i>Bevacastria amplexifurcata</i>	<i>Bevacastria compactus</i> <i>Paracheetetes compactus</i> <i>Rothpletzella</i> <i>Hedstroemia</i>	<i>Paracheetetes compactus</i> <i>Solenopora gothlandica</i> <i>Bevacastria</i> (2) <i>Ortonella</i> (2) <i>Hedstroemia</i> <i>Wetheredella</i> (2) <i>Garwoodia</i> <i>Rothpletzella</i> (2)	<i>P. compactus</i> <i>S. gothlandica</i> <i>Visheraia</i> <i>Bevacastria</i> (2) <i>Ortonella</i> <i>Hedstroemia</i>	<i>Solenopora filiformis</i> <i>Wetheredella multiformis</i> <i>Rothpletzella</i> <i>Halis</i> <i>Yukanella</i>	<i>Paracheetetes</i> (2) <i>Solenopora</i> <i>Visheraia</i> <i>Hedstroemia</i> <i>Ortonella</i> <i>Bevacastria</i> <i>Dimorphosiphon</i> <i>Girvanella</i>	<i>Girvanella</i> (2) <i>Rothpletzella</i> (2) <i>Hedstroemia</i> <i>Nuia</i> <i>Halis</i>	<i>Girvanella</i> (2) <i>Wetheredella silurica</i>

Рис. 5. Основные фациальные комплексы и морфологические типы известковых водорослей венлока и лудлова Эстонии.

1986

Таблица 2

Стратиграфическое и фациальное распространение видов водорослей

Виды	Горизонты, слои, фации (рис. 4)	J ₁ n		J ₂					K ₁						K ₂					K _{3a}	
		m		v	m	m		vt	kn	vs	sn	vs	sn	kn	sn	n	s	u	s	u	n
		III	II	II	II	II	I	I	II	II	I	I	I	I	I	II	II	II	II	III	
		6	5	4	2	1	1	2	1	2	1	1	1	1	2	3	5	6			
<i>Wetheredella silurica</i>		+																	+		
<i>W. multiformis</i>				+																	
<i>W. tenuis</i>								+													
<i>Girvanella wetheredii</i>		+	+																++		
<i>G. ducii</i>		+	+																++		
<i>Nuia</i> sp.		+																			
<i>Halisis</i> sp.		+		+																	
<i>Dimorphosyphon</i>			+																		
<i>Jukanella</i> sp.				+																	
<i>Solenopora filiformis</i>				+																	
<i>S. gothlandica</i>															+		+				
<i>Hedstroemia hali-medoidea</i>				+													+				
<i>H. befilosa</i>					+	+															
<i>H. sp. 1</i>						+									+						
<i>H. sp. + H. ?</i>		+				+		+	+						+				+		
<i>Rothpletzella gothlandica</i>		+						+											+		
<i>R. munte</i>				+	+														+		
<i>R. straeleni</i>																			+		
<i>R. sp.</i>						+															
<i>Ortonella</i> aff. <i>furcata</i>																					
<i>O. sp.</i>					+											+		+			
<i>Visheria</i> sp.								+									+	+			
<i>Bevocastria amplifurcata</i>								+				++			+		+	+			
<i>B. crassa</i>															+		+	+			
<i>B. sp. + B. ?</i>						+				++					+		+	+			
<i>Parachaetetes compactus</i>								+		+					+	++	+				
<i>P. globosus</i>			+								+										
<i>Garnioodia</i> aff. <i>gregaria</i>									+												
<i>Cateniphycus</i> ? sp.										+					+						
<i>Sculponea</i>										+											
<i>Bobolites acerosus</i>										+											
Строматолиты типа							++					+	+								
<i>Stratifera</i>																					

размеры и усложненная форма, связанная со слипанием нескольких онколитов в один и формированием общей наружной оболочки.

Таким образом, онколиты являются наиболее типичной формой водорослей всех перечисленных выше фаций, а во внешней фации предбиогермной зоны и в переходной полосе к открытому шельфу — единственной морфологической формой существования водорослей. Во внешней фации биогермов основной формой обрастания являются корки, выступающие западины на поверхности биогерма. В фации биогермного шлейфа и во внешней фации забиогермной полосы, наряду с онколитами, обычен водорослевый детрит.

Переход в забиогермную полосу знаменуется появлением прикрепленных построек. Это онколиты яйцевидной формы со следами временного прикрепления, одиночные столбчатые строматолиты с водорослевыми нитями и желваковые строматолиты без водорослевых нитей. В этой же зоне встречаются крупные, часто фестончатые онколиты, а в некоторых ассоциациях — оолиты.

Онколиты внутренней фации забиогермной полосы и внешней фации лагунной зоны формировались в условиях слабых волнений и несут признаки медленного роста. Для онколитов первой фации это проявляется в чрезвычайной источности желваков сверлильщиками, для второй — в нерегулярном изменении толщины оболочки и отдельных слоев онколита. В обеих фациях наблюдаются переходы к строматолито-онколитам: у онколитов начиная с определенного уровня нарастание новых оболочек идет только в одном-двух участках, т. е. онколит как бы прорастает в строматолит. Помимо таких форм имеются и бугорки строматолитового типа, однако все эти обрастания содержат следы нитчатых водорослей.

Во внутренней фации лагунной зоны встречаются только пластовые строматолиты, без признаков водорослевых нитей.

В составе водорослевых сообществ при переходе от фации к фации также происходят закономерные изменения и наблюдается определенная симметрия, повторяющая фациальную симметрию по отношению к границе венлока-лудлова (Эйнасто, 1979). Краевые члены фациального ряда представлены только стелющимися формами: *Bevocastria*, *Girvanella*, *Rothpletzella*, *Nuia*, *Wetheredella*, *Halisis*, которые наматываются в клубки (онколиты). Ближе к биогермам появляются кустистые формы с вертикальным ростом: *Hedstroemia*, *Ortonella*. И, наконец, в фациях, близких к биогермам, получают распространение соленопориды: *Parachaetetes*, *Solenopora*, *Visheraia*.

Большинство видов водорослей характеризует 2—3, редко 4 смежные фации, но биогермная зона представляет собой барьер, который разделяет водорослевые сообщества внешнего и внутреннего шельфа. Так, только во внешних фациях встречаются роды *Girvanella*, *Halisis*, *Nuia*. Преимущественно внутренние фации характеризуют род *Bevocastria*, который доходит даже до лагунной зоны, а *Parachaetetes compactus* является единственным представителем багряных водорослей, найденным во внутренней фации забиогермной полосы.

Большое сходство обнаруживает состав водорослей внешней фации забиогермной, внутренней фации биогермной и внутренней фации предбиогермной зон, в то время как внешняя фация биогермной зоны имеет специфический состав водорослей: виды *Solenopora filiformis* и *Wetheredella multiformis* характеризуют только данную фацию.

Наблюдаются также изменения состава водорослевой биоты, не связанные с фациями: исчезновение родов *Halisis*, *Nuia*, *Dimorphosyphon* в ягарахуском горизонте, появление рода *Cateniphycus* в курессаарском горизонте происходят в разных фациях на одном уровне. Однако основная часть биоты на протяжении изученного интервала меняется мало. Основное видообразование, по-видимому, связано с родами *Hedstroemia*, *Ortonella*. В паадласком и роотсикуласком горизонтах появляются формы с иным диаметром и углом ветвления, чем в нижележащих отложениях, но небольшой материал пока не дает возможности описать их как самостоятельные виды.

Приуроченность разных морфологических типов онколитов к определенным фациям (рис. 5) указывает на их захоронение в общем в

той же фациальной полосе, где они образовались, хотя в некоторых случаях все же наблюдается несоответствие между их крупным размером, правильной формой и иловой структурой вмещающего осадка. Последняя указывает на вероятность захоронения онколитов в более тиховодной за- и предбиогермной обстановке, хотя первоначально они могли образовываться в зоне постоянного волнения.

Онколиты служат характерным признаком базальных пластов мезоциклитов в крайне мелководных отложениях венлока и лудлова Эстонии.

Практически полное исчезновение известковых водорослей на границе курессаареского и каугатумаского горизонтов, вероятнее всего, было связано с резким изменением условий существования в связи с началом интенсивного привноса глинистого терригенного материала в бассейн.

ЛИТЕРАТУРА

- Воронова Л. Г., Радионова Э. П. Водоросли и микрофитолиты палеозоя. Труды Ин-та геологии АН СССР, вып. 294, 1976. 220 с.
- Ищенко А. А., Радионова Э. П. О морфологии и систематическом положении рода *Wetheredella*, Wood, 1948. — *Вопр. микропалеонтологии*, 1980. 25 с.
- Кальо Д. Л. ред. Силур Эстонии. Таллин, 1970. 343 с.
- Кальо Д. Л., Юргенсон Э. А. Фациальная зональность силура Прибалтики. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 122—148.
- Маслов В. П. Известковые водоросли СССР. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 160, М., 1956. 301 с.
- Маслов В. П. Ископаемые багряные водоросли СССР и их связь с фациями. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 53. М., 1962. 222 с.
- Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Фациально-седиментологическая модель силурийского Палеобалтийского периконтинентального бассейна. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 89—121.
- Радионова Э. П., Эйнасто Р. Э. Карбонатная проблематика венлокско-лудловских отложений Эстонии и ее фациальная приуроченность. — *Бюл. МОИП*, 1977, № 6, с. 149—150.
- Радионова Э. П., Эйнасто Р. Э. Эколого-фациальные комплексы водорослей силурийского Балтийского палеобассейна. — Тез. докл. II Всес. палеонтол. совещ. «Систематика, эволюция, экология водорослей и их значение в практике геологических исследований». Киев, 1981, с. 71—72.
- Эйнасто Р. Э. Строение и условия образования каармаского комплекса лагунных и отмельных отложений (силур Прибалтики). — Автореф. канд. дис. Ленинград, 1979. 35 с.
- Эйнасто Р. Э. Основные стадии развития и фациальные модели силурийского краевого бассейна Балтики. — В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, 1986, с. 37—54.
- Эйнасто Р., Нестор Х. О фациальной зональности карбонатных отложений силура Прибалтики — Тез. докл. VII научной конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970, с. 87—90.
- Эйнасто Р. Э., Нестор Х. Э. Общая схема фациальной зональности Балтийского бассейна в силуре и ее палеогеографо-седиментологическая интерпретация. — В кн.: Фации и геохимия карбонатных отложений. Тезисы Всес. совещания. Ленинград—Таллин, 1973, с. 38—40.
- Эйнасто Р. Э., Абушчик А. Ф., Кальо Д. Л., Корень Т. Н., Модзалевская Т. Л., Нестор Х. Э. Особенности силурийского осадконакопления и ассоциаций биоты в краевых морях Прибалтики и Подолии. — В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, 1986, с. 65—72.
- Hadding, A., 1959: Silurian algal limestones of Gotland. — *Lunds. Univ. Årsskr.*, N. F., Avd. 2. 56 (7), p. 1—26.
- Purdy E. G. Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. — *J. Geol.*, vol. 71, 1963, No. 3, p. 334—355; 1964, No. 4, p. 472—497.
- Riding R. Systematics of *Wetheredella*. — *Lethaia*, v. 10, 1977, p. 94.
- Riding R. Calcareous algae. — In: Jaanusson V., Laufeld S., Skoglund R. (Ed-s).

- Lower Wenlock faunal and floral dynamics — Vattenfallet section Gotland. Uppsala, 1979, p. 54—60.
- Riding, R., Watts N. Silurians algal Reefcrust in Gohtland. — Naturwissenschaften, Bd. 68, 1981, S. 91.
- Rothpletz A. Über Algen und Hydrozoen im Silur von Gotland und Oesel. — K. Sven. Vetenskapsakad. Handl. N. F., Bd. 43 (5), 1908, S. 1—25.
- Rothpletz A. Über die Kalkalgenspongiostromen und einige andere fossilien aus dem . obersilur Gottlands. — Sveriges geologiska undersökning, ser. C, N 10, 1913. 57 p.

Геологический институт
АН СССР, Москва;
Институт геологии АН ЭССР,
Таллин

III. ЭКОСТРАТИГРАФИЯ СИЛУРА И ДЕВОНА УРАЛА И АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ СССР

УДК 551.7.022:551.733.3+551.734.2/3(470.1)

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФАЦИЙ ДЛЯ СИЛУРИЙСКИХ И НИЖНЕСРЕДНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

М. А. ШИШКИН

Основы стратиграфии и фациальной зональности западного склона Полярного Урала были заложены в 40—50-е годы К. Г. Войновским-Кригером (1947). Им было установлено существование двух разнофациальных комплексов палеозоя — елецкого (карбонатного) и лемвинского (преимущественно сланцевого) — и соответственно выделены две структурно-формационные зоны — Елецкая (западная) и Лемвинская (восточная). Ввиду того что отложения лемвинского комплекса надвинуты на елецкие, долгое время характер перехода между ними оставался неясным и дискуссионным. Хотя К. Г. Войновский-Кригер с самого начала рассматривал лемвинские отложения как более глубоководные, впоследствии возобладали представления о мелководном (геоантиклинальном) характере Лемвинской зоны (Евсеев, 1960). И только В. Н. Пучковым (1979) была убедительно доказана батинальная природа лемвинских фаций, которые были сопоставлены с современными отложениями континентального склона и подножья пассивных континентальных окраин. Елецкие фации в этой трактовке рассматриваются как перикратонные шельфовые отложения. Однако характер переходных фаций остался достоверно не установленным.

Для выяснения фациального профиля западного склона Полярного Урала в целом и типов переходных фаций в частности, на наш взгляд, ключевое значение имеет изучение фациальных изменений внутри Елецкой зоны.

В районе хребта Енганэ-пэ (см. рис. 1) нами установлена фациальная неоднородность разновозрастных отложений восточной части Елецкой структурно-формационной зоны. Для силура и девона выделены три типа разрезов, отвечающие трем фациальным зонам.

На западе района развит терригенно-известняково-доломитовый тип разреза шельфовой лагуны (или закрытого шельфа), для которого особенно характерны циклично построенные осадки, несущие признаки ограничения в той или иной степени свободного водообмена, а также нередко содержащие терригенную примесь. Обычно преобладание в разрезе регрессивных циклитов, в нижней части которых развиты детритовые известняки или доломиты с угнетенной фауной (остракодово-гастроподовые сообщества), а в верхней части — ламинарные доломиты и домериты, «узорчатые» доломиты (иногда с трещинами усыхания в кровле), строматолитовые прослои. В отдельные (трансгрессивные) этапы развития, когда изоляция закрытого шельфа ослабевала, в основании циклов появляются биоморфные известняки с обильной нормально-морской фауной, сменяющиеся обычными доломитовыми осадками с обедненной фауной в регрессивной части цикла. Осадконакопление в зоне закрытого шельфа имело, как правило,

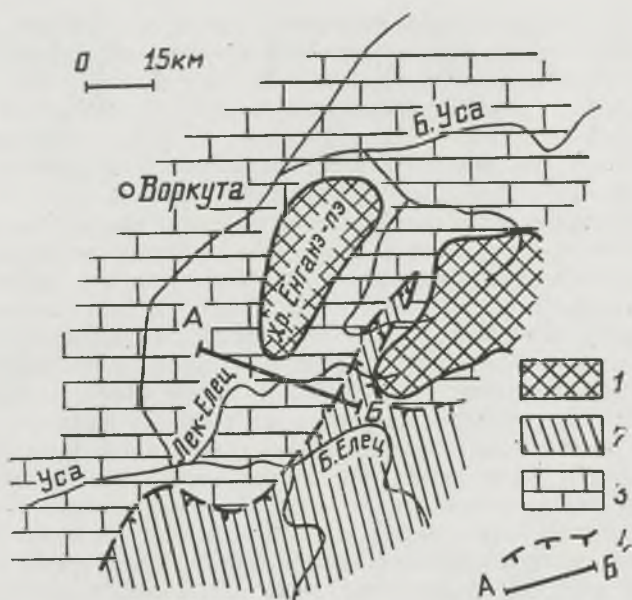


Рис. 1. Схема геологического строения района хребта Енганэ-пэ: 1 — протерозойские отложения, 2 — отложения Лемвинского комплекса, 3 — отложения Елецкого комплекса, 4 — линия надвига, А—Б — линия геологического профиля.

компенсированный характер, хотя в раннем силуре, вероятно, существовали депрессионные впадины с некомпенсированным осадконакоплением, где формировались преимущественно известняковые (или сланцево-известняковые) отложения открытошельфового облика.

Мощности отложений в шельфовой лагуне (для района хребта Енганэ-пэ) составляют для силура 1200 м, для нижнего девона — 230 м, для среднего девона — 200 м. Ширина закрытого шельфа превышала 100 км. Осадки подобного типа имеют поэтому чрезвычайно широкое распространение и слагают большинство известных разрезов силура и девона Елецкой зоны на западном склоне Полярного, Приполярного, Северного Урала, а также поднятий Чернова и Чернышова. В наиболее типичном выражении они представлены в среднем течении р. Кожим (Опорные разрезы..., 1983).

На востоке закрытый шельф ограничен барьерной (рифовой) зоной, которая простирается в изученном районе по восточному крылу брахиантиклинали Енганэ-пэ. Для этой зоны характерны мощные толщи массивных вторичных доломитов, каркасных доломитизированных известняков, доломитовых и известняковых брекчий. Широкое распространение имеют инкрустационные текстуры. Все литологические разности пород зоны отличаются отсутствием терригенной примеси и химической чистотой. В ряде случаев установлено, что толщи вторичных доломитов имеют первично-рифогенное происхождение. В целом барьерная зона имеет, конечно, гетерогенную природу, но ведущая роль при этом принадлежит рифогенным образованиям, присутствие которых остается в какой-то мере дискуссионным только для нижнего силура (из-за сильной вторичной доломитизации и недостаточной обна-

женности). Рифостроителями являлись преимущественно водоросли и проблематичные гидроиды, в меньшей степени строматопораты и кораллы (Антошкина, Безносова, 1981, Шуйский, 1973). Таким образом, можно с большой долей уверенности говорить о существовании в силуре-девоне на западном склоне Полярного Урала полосы барьерных рифов, которая и обуславливала ограничение свободного водообмена в зоне закрытого шельфа. Для района хребта Енганэ-пэ нами установлена миграция рифовых комплексов с начала силура по среднему девону в юго-восточном направлении в сторону открытого моря на 10—15 км (см. рис. 2). Каждый из более молодых рифовых комплексов располагается закономерно восточнее по отношению к более древним.

Мощность отложений рифового комплекса для силура достигает 1,5 км, для нижнего и среднего девона — более 1,2 км. Ширина барьерного рифа не превышает 5—10 км. С этим связана сравнительная редкость полных разрезов рифогенного типа на западном склоне севера Урала. Кроме того, в ряде случаев рифогенные разрезы, по-видимому, перекрыты надвигами Лемвинского и Малопечорского аллохтонов. Поэтому ранее считалось, что рифы имели локальное распространение и не играли барьерной роли (Антошкина, Безносова, 1981). Однако и в Кожимском районе (Приполярный Урал) нами наблюдалась аналогичная картина распространения рифовых комплексов силура, нижнего и среднего девона по восточному краю закрытого (мелкого) шельфа, что подтверждает существование полосы барьерных рифов, вытянутой на сотни километров вдоль окраины силурийско-девонской карбонатной платформы.

К востоку от рифового комплекса развит кремнисто-глинисто-сланцево-известняковый тип разреза, характеризующий отложения открытого глубокого шельфа. Здесь наблюдается отчетливо выраженная эволюция осадконакопления, сходная с батиальной (Лемвинской) зоной. И именно эти отложения являются переходными к лемвинским фациям. Нижний силур представлен толщей черных углисто-кремнистых сланцев с граптолитами, содержащих линзы и прослои черных тонкодетритовых известняков с градационной слоистостью, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Мощность отложений нижнего силура составляет около 150 м. Для верхнего силура характерно развитие глинистых комковатых «петельчатых» известняков, переслаивающихся с детритовыми (преимущественно криноидными) прослоями с градационным распределением обломков детрита, пачками глинистых и углисто-глинистых сланцев с граптолитами. Отмечаются прослои известняковых брекчий, являющихся отдаленными «хвостами» грубообломочных отложений рифового склона. Из фауны в известняках встречаются только конодонты и криноидеи, причем для последних в ряде случаев установлен явно переотложенный характер. Мощность разреза верхнего силура достигает более 250 м. В нижнем девоне развиты углисто-глинистые сланцы, переслаивающиеся с черными глинистыми известняками и известняковыми песчаниками, а в верхней части разреза — глинистые комковатые («петельчатые») известняки с обильными кониконхиями и конодонтами. Мощность нижнедевонских отложений составляет около 200 м. Среднедевонские отложения представлены мощной (500—1000 м) известняково-глинисто-сланцевой толщей лек-елецкой свиты, для которой обычны серые глинистые и алевритистые сланцы с прослоями известняков двух типов — афанитовых глинистых и детритовых с градационной слоистостью.

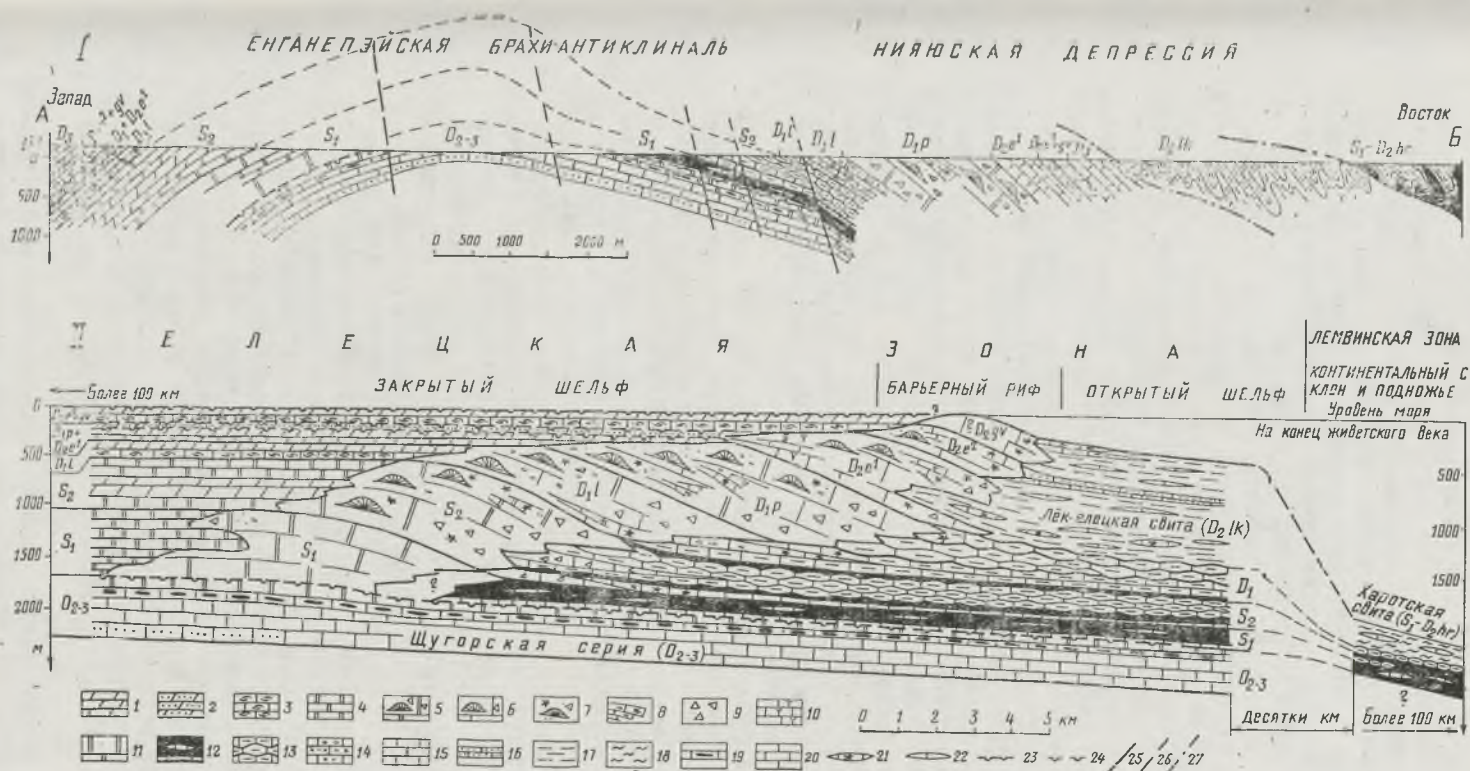


Рис. 2. Геологический профиль через южное замыкание Енганэпэйской брахиантклинали по линии АБ (I) и стратиграфическая модель фаций для силурийских и нижнедевонских отложений района хребта Енганэ-пэ (II).

Условные обозначения: 1—2 — циклично построенные осадки шельфовой лагуны с ограниченным водообменом (доломиты — 1, они же с прослоями домеритов и кварцевых песчаников — 2); 3 — циклично построенные осадки шельфовой лагуны со свободным водообменом (биоморфные известняки, переслаивающиеся с глинистыми пелитоморфными известняками и прослоями углисто-глинистых сланцев и алевролитов); 4 — вторичные плитчатые доломиты по циклично построенным осадкам шельфовой лагуны; 5—10 — доломиты (5) и известняки (6) рифового комплекса (водорослевые и строматопорово-коралловые биогермные известняки — 7, межбиогермные биокластические известняки — 8, брекчии передового склона — 9, биостромные водорослевые известняки — 10); 11 — массивные и грубоплитчатые доломиты (вероятно, рифогенные); 12—22 — открытосельфовые отложения (углисто-кремнистые черные сланцы с линзами и прослоями пелитоморфных и тонкодетритовых (турбидидных) известняков — 12, глинистые комковатые (петельчатые) известняки — 13, известняковые песчаники и гравелиты — 14, глинистые горизонтально-слоистые известняки — 15, алевролитистые известняки — 16, серые глинистые сланцы — 17, с линзами и прослоями пелитоморфных (22) и детритовых (21) известняков, сургучно-красные и зеленые глинистые и алевролитистые сланцы — 18, известняки со стяжениями кремней — 19, биокластические глинистые и песчаные известняки — 20); 23—24 — поверхности перерывов установленные (23), предполагаемые (24); 25—26 — разрывные нарушения установленные (25), предполагаемые (26); 27 — предполагаемые плоскости надвигов.

Ширина открытого шельфа, по-видимому, была также значительной (десятки километров). Однако в современной структуре (см. рис. 2—I) отложения этого типа в большинстве случаев перекрыты пластиной Лемвинского аллохтона и вскрываются только в единичных разрезах немногих районов, наиболее типичным из которых является район хребта Енганэ-пэ. Иногда их также обнаруживают в аллохтонном залегании. Отложения открытого шельфа формировались в условиях некомпенсированного погружения. Глубину некомпенсированного погружения можно оценить по разнице в мощности осадков рифового комплекса и зоны открытого шельфа, которая (без учета разной степени уплотнения осадков) составляет 50—800 м.

Восточнее открытого шельфа формировались батиальные отложения Лемвинской зоны, характеризующие континентальный склон и подножье. Для силура—среднего девона они представлены харотской свитой. Силурийская часть разреза свиты имеет мощность 150—180 м и сложена преимущественно черными углисто-кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями и линзами черных мелкокристаллических известняков, в верхней части появляются прослои комковатых («петельчатых») известняков. Нижнедевонская часть разреза имеет мощность 20—30 м и состоит из черных углисто-кремнистых сланцев, в верхней части обычно имеется пачка комковатых («петельчатых») известняков. Среднедевонская часть разреза, описанная В. Н. Пучковым (1979) как отдельная верхнеелецкая свита, сложена сургучно-красными и зелено-серыми стилиолиновыми глинистыми и алевроитистыми сланцами с редкими прослоями и линзами тонкопетельчатых известняков. Мощность ее 100—150 м.

Таким образом, в результате выяснения фациальной зональности шельфового (елецкого) комплекса удалось построить (на данном этапе схематическую) стратиграфическую модель фаций, отражающую основные закономерности осадконакопления в силурийско-среднедевонское время на западном склоне Полярного Урала (см. рис. 2—II). Модель характеризует пассивный тип окраины континента с широкими полузакрытыми шельфовыми морями, отделявшимися от океана мощными рифовыми барьерами, со сравнительно узкой некомпенсированной полосой открытого (глубокого) шельфа, переходящего в континентальный склон. Переход выражается в значительном уменьшении мощности и карбонатности осадков и в возрастании кремнистости.

По результатам палеомагнитных исследований силурийско-девонский Западно-Уральский краевой бассейн располагался в приэкваториальной зоне (Дануналов Н. Ф., устн. сообщ.), что, несомненно, благоприятствовало развитию рифовых построек. А существование барьерного рифа и пенепленизированный характер Фенно-Сарматского континента предопределили преимущественно известняково-доломитовый тип осадконакопления шельфовой лагуны и резко некомпенсированный кремнисто-глинисто-известняковый тип открытого шельфа в течение силура—нижнего девона. В среднем девоне, вероятно, в результате изменения базиса эрозии на платформе, резко увеличился приток терригенного материала, который аккумуляровался в основном в зоне открытого шельфа, что повлекло частичную компенсацию погружения мощной глинисто-сланцевой толщей лек-елецкой свиты.

Из модели хорошо видна также общая регрессивная направленность развития силурийско-среднедевонского этапа в целом, которая в зоне закрытого шельфа частично затушевывается более мелкой

многопорядковой цикличностью в связи с повторяемостью обстановок осадконакопления в условиях мелкого шельфа и совершенно однозначно выражена в смене характера осадков открытого шельфа и односторонней миграции рифового комплекса. Сравнительно незначительная величина миграции рифа указывает на стабильность континентальной окраины в течение рассматриваемого периода, а также на существование такого геотектонического режима, при котором скорость осадконакопления лишь незначительно превышала скорость медленного общего погружения перикратона.

Построенный фациальный профиль оказался в общих чертах весьма близким к идеализированной последовательности фациальных поясов Дж. Л. Уилсона (1980) и не оставляет сомнения в глубоководном характере открытого шельфа и Лемвинской зоны, а также позволяет установить типы переходных к бассейну фаций для разных частей силурийско-среднедевонского этапа развития.

Сравнение фациального профиля для западного склона Полярного Урала с фациальными моделями для разновозрастных Палеобалтийского (Нестор, Эйнасто, 1977; Nestor, Einasto, 1982) и Среднесибирского (Предтеченский и др., 1979) бассейнов позволяет выявить ряд существенных отличий между ними в условиях осадконакопления, характере и ширине фациальных поясов. Наибольшее сходство в фациальных типах пород, характере цикличности и распространении групп фауны наблюдается для закрытошельфовых обстановок осадконакопления. Но если в Палеобалтийском и Среднесибирском бассейнах внешний край зоны закрытого шельфа, ограниченный отмельной зоной (с локально развитыми во времени рифоподобными образованиями), мигрировал в течение силура на сотни километров в сторону открытого моря, то для Западно-Уральского краевого бассейна внешняя граница закрытого шельфа была ограничена барьерным рифом и оставалась практически стабильной в течение всего рассматриваемого периода. Наибольшие различия связаны с зоной открытого шельфа, которая для Западно-Уральского бассейна имеет отчетливый глубоководный некомпенсированный тип осадконакопления и охарактеризована только пелагическими группами фауны. Открытый шельф Палеобалтийского и Среднесибирского (за исключением нижнего и среднего лландовери) бассейнов преимущественно мелководный, с обильной нормально-морской бентосной фауной.

Поэтому построенный нами фациальный профиль для западного склона Полярного Урала указывает на существование уже в раннем палеозое океанических континентальных окраин с барьерными рифами на внешнем крае мелкого шельфа, которые обычно считались наиболее характерными для позднепалеозойских и более молодых бассейнов (Нестор, Эйнасто, 1977).

ЛИТЕРАТУРА

- Антошкина А. И., Безносова Т. М. Стратиграфическая приуроченность органогенных построек верхнего силура севера Урала. — В кн.: Стратиграфия палеозоя Европейской части СССР. Сыктывкар, 1981, с. 3—16.
- Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала. — Сов. геол., 1947, сб. 6, с. 27—44.
- Евсеев К. П. Стратиграфия и фации палеозоя Лемвинской структурной зоны Полярного Урала. — Бюл. ВНИГ ВСЕСЕИ, 1960, № 2, с. 3—13.
- Нестор Х. Э., Эйнасто Р. Э. Фациально-седиментологическая модель силурийско-

- го Палеобалтийского периконтинентального бассейна. — В кн.: Фации и фауна силура Прибалтики. Таллин, 1977, с. 89—121.
- Опорные разрезы пограничных отложений силура и девона Приполярного Урала: Путеводитель полевого семинара. Сыктывкар, 1983. 103 с.
- Предтеченский Н. Н. и др. Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения. Новосибирск, 1979. 86 с.
- Пучков В. Н. Баттальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М., 1979. 257 с.
- Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории. М., 1980. 462 с.
- Шуйский В. П. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона. М., 1973. 155 с.
- Nestor H., Einasto R. Application of shelf and slope concepts to the Silurian Baltic basin. — In: Ecostratigraphy of the East Baltic Silurian, Tallinn, 1982, p. 17—24.

ПГО «Полярноуралгеология»,
Воркута

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ВЕРХНЕСИЛУРИЙСКИХ И НИЖНЕДЕВОНСКИХ РИФОВ УРАЛА

В. П. ШУЙСКИЙ

В отложениях верхнего силура и нижнего девона Урала встречаются практически все основные разновидности органогенных построек от самых простых типа биогермов и биостромов до рифовых комплексов чрезвычайно сложного строения, значительной мощности и протяженности. Последние привлекают пристальное внимание в связи с тем, что к ним в некоторых районах приурочены месторождения высококачественных бокситов и другие полезные ископаемые. Изучение крупных рифовых массивов в ходе поисковых, картировочных и различных тематических работ сталкивается с большими или меньшими трудностями, связанными с геологическими условиями Урала, а также с литологическими, биомическими и другими особенностями, которые свойственны рифовым образованиям вообще. Все эти трудности имеют объективный характер. Но положение усугубляется тем, что мы в настоящее время еще недостаточно ясно и всесторонне понимаем рифогенез как процесс и природный феномен. Накоплен большой объем сведений о рифах и органогенных постройках. Он требует анализа и обобщения на основе экосистемного или литолого-палеоэкологического метода. Эту задачу невозможно решить сразу и во всех аспектах не только в силу ее сложности, но и из-за отсутствия надлежащих методических разработок. Настоящая статья имеет своей целью рассмотрение некоторых подходов к решению этой задачи.

Счевидно, что ископаемые рифы являются продуктом деятельности специфических экосистем или каких-то участков экосистем. Необходимо сразу же определить, в чем заключается эта специфичность.

Экологические понятия в палеонтологии и осадочной геологии неизбежно приобретают собственный смысловой оттенок, сохраняя основное содержание. В геологии понимание рифовой экосистемы должно быть ландшафтно-формационным, а не просто ландшафтным, как в экологии. Ископаемый риф — это прежде всего карбонатная формация, в состав которой как неотъемлемая часть породного комплекса или парагенеза входят биогермные известняки. Донные сообщества рифоподобного облика, состоящие из колониальных организмов, отличающиеся высокой плотностью популяций и биологической продукцией, но в конечном счете не создающие биогермных известняков, не могут считаться рифовыми. Между тем современный эколог подобное донное поселение колониальных организмов вправе назвать рифовым. Все дело в том, что эколог изучает органическое сообщество, а палеоэколог и литолог — осадочную формацию. Таким образом, мы будем называть рифовой такую экосистему, в условиях которой происходило накопление карбонатных пород, отвечающих определению рифовой формации.

Рифовые массивы несут информацию о составе древних органи-

ческих сообществ и средах обитания, в неразрывном функциональном единстве которых как раз и выражается любая экосистема. Эта информация всегда предстает в трансформированном виде. Органические сообщества характеризуются посмертной утратой части информации за счет исчезновения следов значительной массы продуцентов, бесскелетных консументов и редуцентов. Следовательно, ориктоценозы представляют древнюю биоту в сильно урезанном виде. Но они сохраняют главные физиономические черты сообществ, что наиболее важно и что делает допустимым использование экологических категорий применительно к ископаемому материалу.

Рифовые известняки по сравнению с первичным осадком, наоборот, характеризуются избыточной информацией за счет вторичных структурных компонентов, которые формировались в диагенезе и катагенезе, т. е. прямого отношения к условиям седиментации не имеют. Вторичные структурные компоненты в объеме породы могут составлять от нескольких до 40—50 %, литологически они тесно связаны с первичным каркасом и зачастую имитируют синседиментационные образования. Поэтому их отчленение от первичных компонентов становится очень важной и не всегда простой процедурой.

Жизнедеятельность любого органического сообщества определяется постоянным круговоротом вещества и энергии в цикле: среда → продуценты → консументы → редуценты → среда. Основываясь на тезисе о постоянстве биосферы (Вернадский, 1967), можно предположить, что в силуре и девоне продуценты и редуценты были представлены теми же группами примитивных организмов, которые наблюдаются в наше время, т. е. водорослями, бактериями и грибами. Во всяком случае, эти звенья трофической цепи, несомненно, существовали, поскольку существовала биосфера. Что касается консументов, то в среднем палеозое они были не менее разнообразны, чем ныне, и включали представителей всех известных типов животных.

Известно, что показателями энергетики экосистемы являются биомасса и продуктивность органического сообщества. Категория биомассы в отношении палеобиоценозов имеет отвлеченный смысл, потому что не может быть вычислена. Допустимы только относительные оценки («больше», «меньше»), которые иногда бывают полезны. Продуктивность или продукцию ископаемого сообщества также нельзя выразить количественно. Однако здесь можно найти приблизительный эквивалент, имеющий цифровое выражение. Это скорость органогенного карбоната накопления в единицах веса или теплоты, отнесенных к определенной площади биотопа и отрезку времени, например $г(м^2)год$ или $ккал(м^2)год$. Этот показатель по своему содержанию отвечает тому, что можно назвать геологической продукцией экосистемы.

Теоретически по аналогии с биологической продукцией можно различать общую и чистую геологическую продукцию (рис. 1). Под общей продукцией понимается сумма минеральных биогенных накоплений за единицу времени. Сюда входит масса минерального вещества скелетов консументов (кораллы, криноидеи, раковины брахиопод и моллюсков и т. д.), а также вся известь, осаждаемая продуцентами (водорослями) и редуцентами (бактериями и грибами) в результате метаболических и биохимических реакций. Чистая геологическая продукция — это общая продукция за вычетом потерь, имевших место в результате растворения, перемыва, выноса за пределы биотопа и т. д. Таким образом, чистая геологическая продукция — это органо-

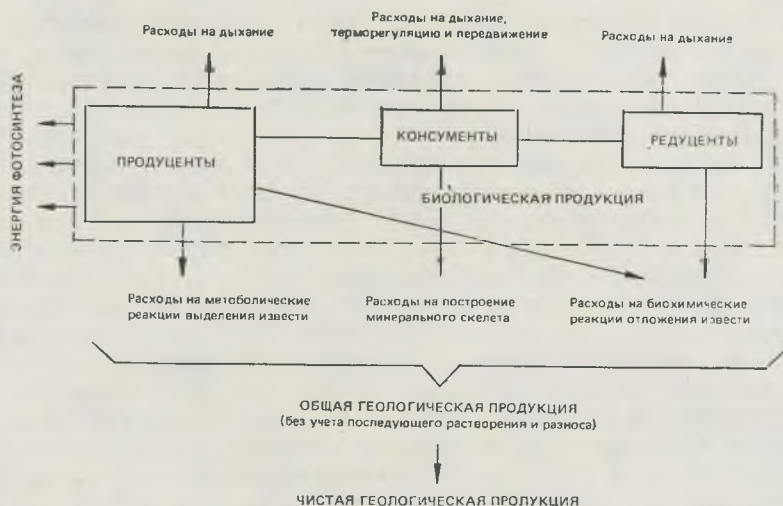


Рис. 1. Схема формирования общей и чистой геологической продукции экосистемы.

генный карбонат, который в конечном счете накапливается в осадке, образуя первичные структурные компоненты породы.

Приемлемым выражением чистой геологической продукции может служить скорость биогенного карбоната накопления, вычисленная по формуле:

$$\Pi = \frac{M}{T} C \text{ м/млн лет, где}$$

- Π — скорость биогенного карбоната накопления, в метрах разреза на 1 млн лет (показатель геологической продукции),
 M — мощность отложений истинная, в м,
 T — время формирования отложений, в млн лет,
 C — коэффициент органогенности разреза (процент биогенных прослоев от общей мощности, деленный на 100).

В стабильных экосистемах (в частности, рифовых) показатель Π коррелируется с осредненной величиной истинной биологической и геологической продукции в расчете на 1 год. При рассмотрении зон неустойчивых физико-географических условий, где существовали несбалансированные, изменяющиеся органические сообщества, этот показатель выражает осредненную продукцию всей серии экосистем, последовательно сменявших друг друга в данном интервале времени. Точность определения указанной величины и возможности соотношения ее с более короткими временными периодами лимитируется данными абсолютной геохронологии.

Проиллюстрируем характер изменения показателя Π на примере позднесилурийско-раннедевонского периконтинентального морского бассейна западного склона Урала (расчеты сведены в таблицу). Напомним вкратце, что представлял собой этот бассейн.

В западноуральском субрегионе, включающем, помимо собственно западного склона Урала, также гряду Чернышова, Полюдовское под-

нятие, поднятие Чернова, Пай-Хой, Вайгач, острова Печорского моря и Новую Землю, во второй половине силура и начале девона существовала обширная область шельфовой терригенно-карбонатной седиментации. Она известна под названием Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоны (Шуйский, 1973б, 1981). В составе этой зоны (лучше сказать, надзоны) выделяется западная, большая по площади часть, характеризующаяся распространением фаций плоского дна, четкой стратифицированностью отложений, значительной выдержанностью горизонтов и свит. Эту часть мы объединяем под названием Михайловско-Гребенской зоны. Восточнее располагается Сергинско-Талейяхинская зона, отвечающая краю шельфа. Ее особенностью является то, что здесь развиты два крупных рифовых комплекса. Нижний из них имеет поздневенлокско-раннелудловский, а верхний — позднелохковско-злиховский возраст. К востоку от области шельфовых отложений располагается Сакмаро-Лемвинская зона маломощных кремнисто-сланцевых глубоководных отложений (миогеосинклинальный прогиб). Акватория Западно-Уральского периконтинентального бассейна на востоке сливалась с основным геосинклинальным бассейном (или океаном, по современным представлениям).

Изменение показателя геологической продукции экосистем по палеобатиометрическому профилю для раннелудловской и пражской эпох рифообразования и позднелудловско-раннелохковского этапа трансгрессии показано графически на рис. 2.

Приведенные кривые дают наглядную картину главнейших тенденций в изменении интенсивности органогенного карбоната накопления в пределах шельфа. Обращает на себя внимание следующее.

Интенсивность органогенного карбоната накопления в зоне раннедевонского барьерного рифа по внешнему краю шельфа была заметно выше, чем в позднем силуре. Во внутренних областях шельфа (Михайловско-Гребенская фациальная зона) наблюдаются обратные соотношения величин Π , т. е. здесь биогенные карбонаты накапливались интенсивнее в позднем силуре. Это объясняется более открытым характером шельфа и более благоприятными в связи с этим условиями для развития бентоса, что подтверждается и прямыми наблюдениями. В

Т а б л и ц а

Расчет показателя геологической продукции экосистем

Члены фор- мулы (см. с. 195)	Бельско-Елецкая надзона						Сакмаро- Лемвинская зона	
	Михайловско-Гребенская зона			Сергинско- Талейяхинская зона			А—В	
							Запад- ная подзона	Восточ- ная подзона
	А	Б	В	А	Б	В		
М	150—200	300—400	250—300	400—500	100—250	800— —1200	150—200	100—150
Т	7—9	8—10	12—14	7—9	8—10	12—14	30—32	30—32
С	0,7—0,8	0,7—0,8	0,3—0,5	1	0,7—0,8	1	0,2—0,3	0,05—0,1
П	15,2— —15,5	28,6— —28,8	8,0—8,5	56,2— —56,5	16,6— —16,8	76,8— —77,2	1,2	0,33

Примечание: А—Б — интервал времени от конца венлока до конца злихова (позднего эмса); А — поздневенлокско-раннелудловское время; Б — позднелудловско-раннелохковское время; В — позднелохковско-злиховское время.

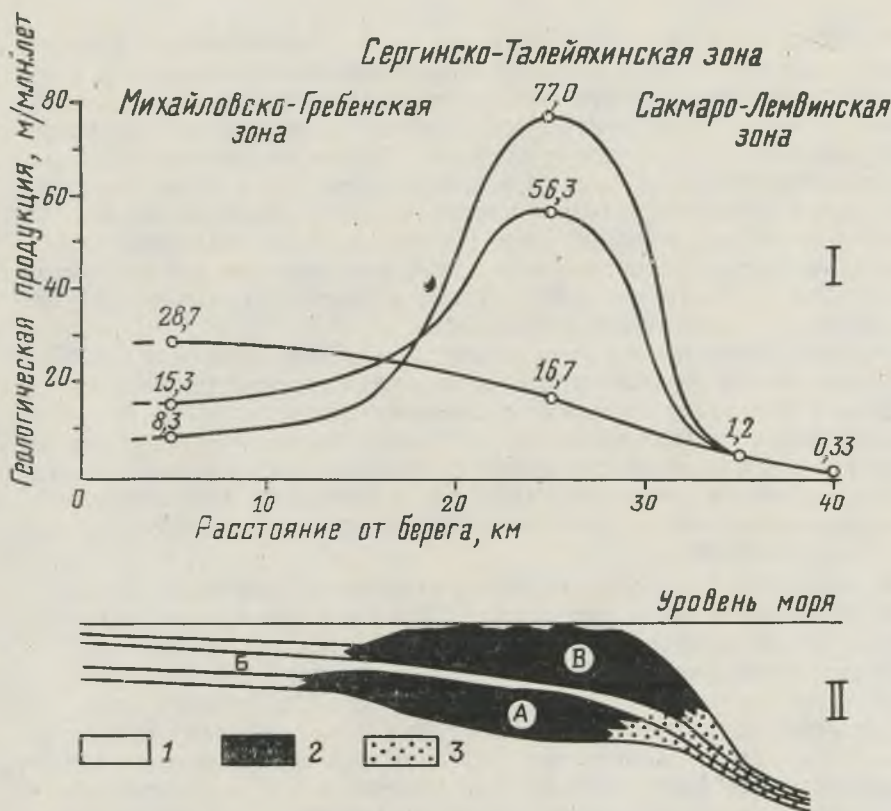


Рис. 2. I. Изменение геологической продукции экосистем в Западно-Уральском периконтинентальном бассейне позднего силура и раннего девона. II. Широтный фациальный профиль.

Временные интервалы: А — поздний венлок—ранний лудлов; Б — поздний лудлов—ранний лохков; В — поздний лохков—злихов (зиген — поздний эмс).

Отложения: 1 — терригенно-карбонатные слоистые; 2 — карбонатные рифогенные массивные; 3 — терригенно-сланцевые и кремнисто-афанитовые.

в раннем девоне внутренние районы шельфового бассейна были почти изолированы от основной акватории в результате значительного понижения уровня моря и формирования рифового барьера. В лагунно-морских условиях преобладала хемотропная седиментация, накапливались отложения типа доломитов и известняков вайгачского и михайловского горизонтов, бедные окаменелостями. В течение позднего лудлова, пржиждоли и первой половины лохкова вследствие повышения уровня моря ситуация изменилась. Бассейн стал открытым. Лудловский риф у края шельфовой ступени прекратил существование. Глубина моря здесь увеличилась до предельных отметок, доступных инсоляции. Это вызвало резкое обеднение бентоса. Почти исчезли водоросли, существенно уменьшилась плотность популяций беспозвоночных, заметно снизилось таксономическое разнообразие сообщества. Гибель рифовой экосистемы сопровождалась падением величины геологической продукции, уменьшением коэффициента органогенности в осадках и одновременно возрастанием доли терригенного компонента. Область более благоприятных условий переместилась к запа-

ду, в Михайловско-Гребенскую зону, где донные сообщества периодически обогащались и местами даже образовывались биогермы и биостромы (хатанзейский, гребенской горизонты, демидские слои и др.).

Характер или тип органогенного карбонатакопления (биоморфный, детритовый и т. д.) зависит главным образом от динамики среды, а его интенсивность — от уровня развития органического сообщества, т. е. от стадии сукцессии. Направленное развитие органического сообщества может происходить на фоне установившихся стабильных физико-географических условий или условий, которые изменяются в сторону улучшения (Уиттекер, 1980). В том и другом случае мы имеем дело с явлением экологической сукцессии.

В условиях автохтонной седиментации направленные или колебательные изменения темпов органогенного карбонатакопления являются прямой функцией, а седиментационная цикличность — геологическим выражением экологических сукцессий. В свою очередь, исходной причиной повторения сукцессий, их продолжительности, степени прогресса сообществ в каждом цикле служат условия внешней среды. Эти условия являются и ведущим фактором, определяющим стиль слоистости отложений.

Изучение разрезов верхнего силура и нижнего девона Урала дает богатый материал по палеосукцессиям. Особенно хорошо они выявляются в слоистых толщах как западного, так и восточного склона. Обратимся снова к материалам по Западно-Уральскому палеобассейну.

Отложения нижнего лудлова Михайловско-Гребенской зоны на Вайгаче имеют отчетливо полициклическое строение и состоят примерно из 20 циклов мощностью от 2 до 4 м. Каждая из них начинается белесоватыми микрозернистыми доломитовыми известняками и пластовыми доломитами лагунного происхождения и заканчивается органогенными известняками с богатыми комплексами органических остатков. Развитие сообществ начинается с бедных ценозов остракод, илоедов или водорослей-строматолитообразователей. Далее наблюдается быстрое возрастание таксономического разнообразия и плотности поселений. В сообществе появляются гастроподы, брахиоподы, трилобиты и мшанки. Терминальные сообщества, как правило, несколько различаются между собой и могут быть расположены в следующий ряд: амфипоровые (амфипоры, ветвистые табуляты и т. д.), амфипорово-коралловые (массивные табуляты, строматопоры, амфипоры), водорослево-криноидные (криноидеи, сине-зеленые и красные водоросли, кораллы, строматопоры, крупные двустворки и т. д.). Эти сообщества можно трактовать как субклимаксы или фациальные климаксы. Иногда они образуют небольшие постройки типа банок, биостромов и биогермов.

Такого же рода повторяющиеся экологические серии фиксируются в разрезах пржидоли и нижнего девона во всей Михайловско-Гребенской зоне. Здесь встречаются терминальные сообщества более высокого уровня: строматопорово-коралловые, пластинчато-строматопоровые, кораллово-водорослевые и др. Главная особенность всех этих сообществ, в том числе и образующих органогенные постройки, заключается в том, что они имеют признаки направленного развития, дальнейшего изменения и обогащения. Прекращение сукцессии и гибель обитателей бентали здесь связаны не с истощением потенциальных экологических возможностей дальнейшего прогресса, а с резким изменением условий среды.

Истинные климаксы — это сообщества, достигающие самой пре-

дельной степени развития, какая только возможна в данном климате при оптимальном сочетании факторов среды. Выбор климаксного сообщества из всего многообразия наблюдаемых вариантов ископаемых сообществ требует всестороннего анализа палеонтологического материала по изучаемой климатической зоне или бассейну. В рассматриваемом случае необходим анализ сообществ по всему Уральскому палеобассейну. Критериев выбора несколько, но узловое значение имеют два из них: положение в сукцессионных сериях выше всех остальных типов сообществ и отсутствие признаков направленного прогрессивного развития.

Этим требованиям отвечают сообщества порообразующих организмов рифовых массивов нижнего лудлова и прагиена в Сергинско-Талейяхинской зоне западного склона Урала и многих «герцинских» рифов восточного склона (но не всех). Основная информация о сукцессиях и процессе становления рифовых экосистем заключена не в самих этих массивах, а в подстилающих слоистых толщах или пачках. Начало рифообразования фиксируется по появлению в органических комплексах характерных эдификаторов. В верхнем силуре к ним относятся инкрустирующие формы сине-зеленых водорослей, ассоциации фистулелл и икелл (Шуйский, 1973а), а также некоторые кишечнополостные, например афросальпингиды. В нижнем и среднем девоне главное значение имеют фистулеллы, икеллы и ассоциации ренальцисов и эпифитонов (Шуйский, 1973а, 1981). С появлением этих эдификаторов известняки приобретают рифогенный облик.

Формированию климаксных сообществ предшествуют разные варианты сукцессионных серий, в состав которых в том или ином виде входят сообщества фаций плоского дна, а также упоминавшихся простых построек. Независимо от сложности и таксономического разнообразия, терминальные сообщества, не содержащие в своем составе соответствующего набора эдификаторов и доминантов, иерархически располагаются ниже климаксов. Это может служить принципиальной основой для создания экологической классификации органогенных построек.

В ходе экологической сукцессии такие параметры экосистемы, как плотность популяций, таксономическое разнообразие, биомасса, геологическая продукция и т. д., изменяются в сторону возрастания. После достижения климаксной фазы рост прекращается. С этим связана широкоизвестная литологическая и биономическая монотонность рифовых массивов даже в тех случаях, когда их мощность исчисляется сотнями метров. Обязательное и существенное участие известковых водорослей в рифообразовании имеет глубокий смысл и является показателем высокой эффективности климаксных сообществ. Известно, что эффективность использования органического вещества в трофических цепях консументов очень низка (Уиттекер, 1980). Деятельность известковых водорослей представляет пример непосредственного превращения энергии фотосинтеза в геологическую продукцию.

Рифовые сообщества отличаются повышенной устойчивостью и способностью быстро восстанавливаться после тех или иных деформаций, вызванных воздействием среды. Батиметрические флуктуации, приводившие в Михайловско-Гребенской зоне к катастрофическим последствиям, вызывали на рифах краевой зоны шельфа лишь изменение структуры сообщества и смену одних карбонатных осадков другими. В результате некоторые рифовые толщи приобрели линзовидно-слоистое скрытополициклическое строение (Шуйский, 1973б). Эта

модель строения, созданная на основе чисто геологических данных, теперь находит дополнительное обоснование и подтверждение. Ее можно использовать для стратиграфической детализации рифовых массивов и корреляции их с циклами в слоистых толщах смежных зон.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В. И. Биосфера. М., 1967. 376 с.
Уиттекер Р. Х. Сообщества и экосистемы. М., 1980. 325 с.
Шуйский В. П. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. М., 1973 а. 155 с.
Шуйский В. П. Элементы цикличности и ритмичности в строении раннедевонского барьерного рифа на западном склоне Урала. — В кн.: Фации и геохимические карбонатные отложения. Л., 1973 б, с. 96—98.
Шуйский В. П. Фациально-литологические особенности верхнесилурийского и нижнедевонского рифов на западном склоне Среднего Урала. — В кн.: Биостратиграфия и фауна среднего палеозоя Урала. Свердловск, 1981, с. 96—110.

Институт геологии и геохимии
УНЦ АН СССР, Свердловск

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ АМФИПОРОВЫХ СООБЩЕСТВ (*STROMATOPORATA*) В СИЛУРЕ-ДЕВОНЕ УРАЛА И ВОЛГОГРАДСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

О. В. БОГОЯВЛЕНСКАЯ, Н. В. ДАНЬШИНА, М. В. ФЕДОРОВ

Прошло почти сто лет с момента установления в 1886 г. рода *Amphipora* в девоне мульд Паффрат и Гиллесгайм. Типовой вид этого рода *Caenopora ramosa* был известен еще раньше, с 1841 г. Большое количество видов рода *Amphipora* s. l. описано в силурийских и девонских отложениях практически на всех континентах, как в платформенных, так и в геосинклинальных областях. В последние 15—20 лет в СССР началась ревизия рода *Amphipora* s. l., в результате которой несколько повысилось стратиграфическое значение этих субцилиндрических ценостеумов, обладающих сложным внутренним строением (рис. 1). Проблема использования амфипор в биостратиграфии с большей или меньшей долей успеха решается исследователями при региональном изучении Урала, Тянь-Шаня, Салаира, Северо-Востока СССР, фундаментов Западно-Сибирской плиты и Прикаспийской синеклизы и т. д. Вместе с решением биостратиграфических задач мы должны использовать максимум информации, получаемой при изучении особенностей захоронения амфипор и специфики их внутреннего строения. Эта информация необходима для уточнения условий формирования амфипоросодержащих отложений, нередко лишенных других органических остатков. Прежде чем перейти к конкретным примерам анализа амфипоровых сообществ, остановимся на их характеристике. Можно выделить два типа амфипоровых сообществ.

1. **Сообщество амфипорового луга.** В ископаемом состоянии — темно-серые, слоистые, сильноглинистые, битуминозные известняки, сложенные беспорядочно ориентированными ценостеумами амфипор. На восточном склоне Урала устанавливается значительная площадь распространения сообществ этого типа — до 10 км (возможно, и более) по простиранию и до 2000 м по падению. Сообщество амфипорового луга устанавливается неоднократно в девоне Урала: наиболее ярко оно выражено в основании раннего кувена, отмечается в верхнем кувене восточного склона Урала, в верхнем фране западного склона Урала. Не исключено, что такие сообщества могут быть зафиксированы в девоне Салаира, Северо-Востока СССР, динантской мульды.

2. **Сообщество амфипоровой банки.** В ископаемом состоянии это известняки битуминозные, слоистые, глинистые, темно-серые, а также известняки массивные, светло-серые, почти белые. Амфипоровое сообщество прослеживается на площади от 1 до 100 м². Нередко оно служит фундаментом для органогенной постройки, образованной массивными строматопоратами. В этих случаях нижняя граница органогенной постройки неровная. Часто амфипоры обитают на склонах, в периферических частях органогенной постройки и, обламываясь, скапливаются у ее подножья. В дальнейшем эти несколько перемещенные

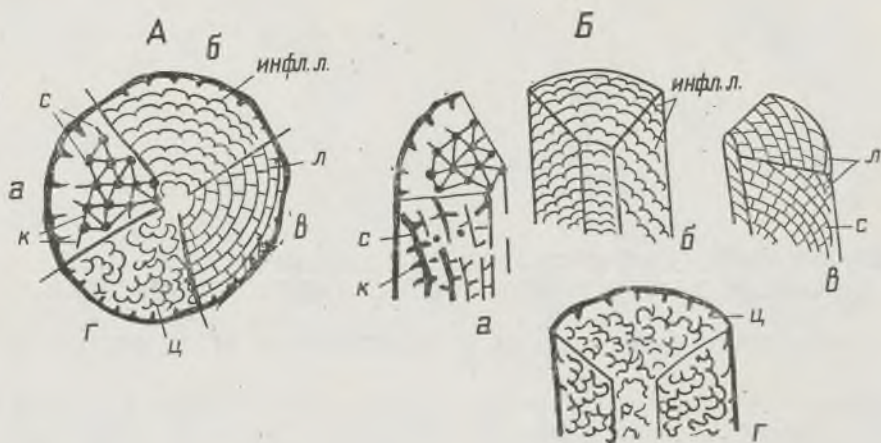


Рис. 1. Схема строения *Amphipora* s. l.: А — поперечное сечение, перпендикулярное оси субцилиндрического ценостеума; Б — продольное сечение вдоль оси ценостеума. Ценостеум условно разделен на четыре сектора, иллюстрирующих внутреннее строение: а — *Stellopora*, б — *Clathrodictyella*, в — *Novitapora*, г — *Amphipora*; с — столбики, к — колликулы, л — ламины, инфл. л — инфлекционные ламины, ц — ценостромы.

ценостеумы становятся основанием новой органогенной постройки (рис. 2).

Имеются ли морфологические отличия у амфипор сообщества амфипорового луга и амфипоровой банки? Для тех и других характерна субцилиндрическая форма, осевой астроризальный канал с многочисленными днищами, скелетные элементы (столбики, колликулы, ламины). Пожалуй, можно указать только на небольшое, скорее количественное отличие: амфипоры сообщества амфипорового луга имеют меньший диаметр (не более 5 мм), чем амфипоры из амфипоровой банки (до 1—1,5 см).

Рассмотрим в качестве примера амфипоровый луг в основании кувена, широко распространённый на восточном склоне Среднего и Северного Урала. Изучение этого сообщества приобретает тем больший интерес, что оно прослеживается в кровле известного субровского бокситоносного горизонта. Последний залегает на размытой поверхности рифогенных лохковских известняков. Перерыв в карбонатном осад-



Рис. 2. Схематическая зарисовка начала роста органогенной постройки саргаевского горизонта (нижнефранский подъярус, западный склон Урала, окрестности пос. Злоказово):

1 — верхняя поверхность амфипоровой банки, 2 — альвеолитиды, 3 — массивные строматопораты.

Запад

Восток

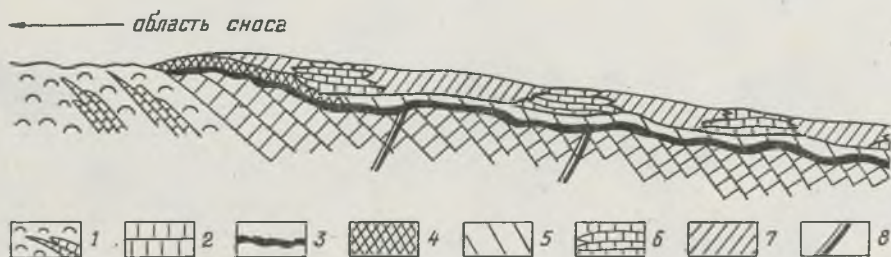


Рис. 3. Схематический профиль расположения амфипоровых известняков (сообщество амфипорового луга):

1 — вулканогенно-осадочный комплекс лудлова-прижидоли; 2 — рифогенные известняки лохкова; 3—5 — кувен: 3 — субровский горизонт, 4—5 — амфипоровые известняки (4 — вблизи береговой линии, 5 — по удалении от береговой линии); 6 — водорослевые органогенные постройки; 7 — кремнисто-глинистые сланцы; 8 — тектонические нарушения.

конакопления охватывает верхи лохкова, прагиен и, возможно, самое основание кувена. Рассматривая амфипоровый луг (амфипоровые известняки) кровли бокситоносного горизонта вкрест простирания (рис. 3), можно отметить следующее: на западе (в сторону предполагаемой области сноса бокситового материала) амфипоры разрушены с периферии, пронизаны следами сверлящих организмов (червей?); по мере продвижения к востоку сохранность амфипор улучшается — отсутствуют деформированные ценостеумы, следы сверления и т. п. По-видимому, береговая линия кувенского бассейна находилась на западе, вблизи предполагаемой области сноса бокситового материала, и ценостеумы амфипор оказались деформированными и разрушенными вблизи берега. Поверхность дорудного рельефа, ее наклон являются естественными, отражающими рельеф земной поверхности к началу среднедевонской трансгрессии (Богоявленская, Федоров, 1980). Был ли морской бассейн в начале кувена глубоким? Решению этого вопроса также может помочь детальное наблюдение над морфологией амфипор, в частности над расположением астроризальных днищ. Астроризальные днища пронизывают весь ценостеум — как осевой канал, так и скелетную ткань. Днища располагаются в направлении, субпараллельном оси ценостеума. Их очертания соответствуют нижней поверхности «зооида, зооидов (?)», продуцирующих своей жизнедеятельностью ценостеум. В литературе уже давно отмечено влияние освещенности на жизненный цикл целентерат. Очевидно, что амфипоры могли существовать только на небольшой глубине (в несколько метров, возможно и менее). Следует отметить, что в амфипоровых известняках содержится большое количество (до 30%) глинистого материала; это также подтверждает существование амфипорового сообщества в условиях крайнего мелководья. Сообщество амфипорового луга отмечено в верхнефранских отложениях Волгоградского Поволжья, где они располагаются между органогенными постройками. Здесь, в керне ряда глубоких скважин (свыше 2000 м), Н. В. Даньшиной собран уникальный материал, подтверждающий крайне мелководные условия существования амфипор. Диаметр ценостеумов меняется, нижняя поверхность повторяет неровности субстрата, наблюдается нарастание



Рис. 4. Форма ценостеумов *Stelloporella desquamata* из сообщества амфипорового луга. Мирошниковская площадь. Верхний фран, воронежский горизонт. XI0. 1 — скв. 33, гл. 2684—2687 м, обр. 4. В продольном сечении ценостеума видны характерные «пережимы» диаметра, повторяющие изгибы субстрата. 2 — скв. 2, гл. 2696—2699 м, обр. 25. Поперечное сечение, иллюстрирующее нарастание одного ценостеума на другой. 3 — скв. 2, гл. 2702—2705 м, обр. 18. Продольное сечение ценостеума со следами сверления. 4 — скв. 31, гл. 2786—2793 м, обр. 39. Продольное сечение; днища расположены параллельно оси ценостеума и параллельно субстрату.

ценостеумов друг на друга, днища располагаются параллельно оси. В ценостеумах отмечаются многочисленные следы сверления. Расположение днищ, нарастание ценостеумов друг на друга доказывают, что прижизненное положение амфипор было таково, что ось ценостеума располагалась параллельно субстрату (рис. 4). Жизнедеятельность организма при таком незначительном диаметре могла обеспечиваться только на незначительной глубине (первые метры).

Амфипоровые луга на Урале связаны с началом трансгрессий и знаменуют перерывы в карбонатном осадконакоплении. Впервые достаточно четко они отмечаются в прижидоли, затем в основании кувена, в средней части кувена и в основании верхнего франа. Развитие амфипоровых лугов в Волго-Уральской области требует изучения. При дальнейшем исследовании амфипоровых лугов следует детализировать наблюдения за особенностями вертикального распространения амфипор в пределах сообщества. На рис. 5 отчетливо показана своеобразная цикличность, наблюдаемая в некоторых ядрах амфипорового известняка на восточном склоне Урала. Не исключено, что эта цикличность отражает этапы развития морской трансгрессии.

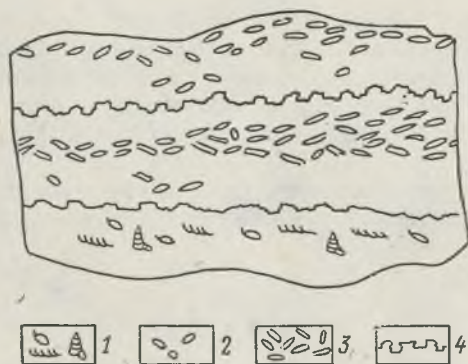


Рис. 5. Схематическая зарисовка керна скважины, пересекающей амфиоровые известняки. Отчетливо видна цикличность в развитии амфиорового сообщества. Обозначения: 1 — мергели с альвеолитами, пелециподами, гастроподами, 2 — известняки с единичными амфиорами, 3 — известняки с многочисленными амфиорами, 4 — поверхности перерыва.

Амфиоры из сообщества амфиоровых банок, как уже отмечалось выше, несколько отличаются по диаметру от более тонких амфиопор предыдущего сообщества. Диаметр у них выдержан по всей длине ценостеума. Ценостеумы этого сообщества находились в вертикальном прижизненном положении; это подтверждается расположением астроризальных дниц, изогнутых параллельно стенке ценостеума и пересекающих его ось (рис. 6). Вполне вероятно, что подобные сообщества появлялись по мере удаления от береговой линии с установлением нормальных морских условий. Это подтверждается наличием в органических постройках, развивающихся на амфиоровых банках, табулят, ругоз, массивных строматопорат, иглокожих. Сообщество амфиоровых банок обнаружено на восточном склоне Урала в верхнем кувене, в живете, на западном склоне Урала в кувене и нижнем фране.

В данном очерке дана краткая информация о том, какие проблемы можно решать, детально анализируя морфологию амфиопор, особенности их развития и захоронения. Этот анализ имеет большое практическое значение, так как позволяет детализировать условия образования кровли бокситовых месторождений различного возраста (Урал), неф-

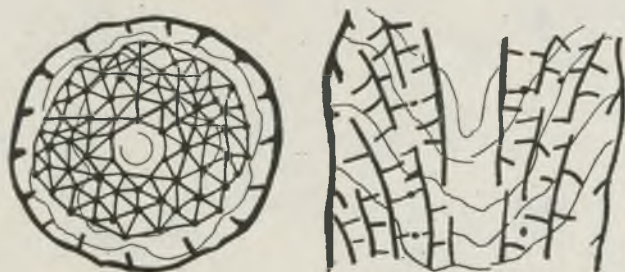


Рис. 6. Расположение дниц у *Stellopora regina*, представителя сообщества амфиоровой банки из живета восточного склона Урала (по Богоявленской, 1970).

теносных отложений позднего девона Волгоградского Поволжья, прослеживать развитие трансгрессий от пржидоли до франа (Урал). При дальнейших исследованиях *Amphipora* s. l. необходимо завершить его ревизию, уточнив диагноз и таксономическую самостоятельность таких родов, как *Haramphipora*, *Euryamphipora*, *Vicinustachyodes*, *Paramphipora*.

Представляется необходимым применение математических методов в изучении амфипор, что может дать интересные и обоснованные результаты.

ЛИТЕРАТУРА

Богоявленская О. В. Новые виды строматопороидей из амфипоровых известняков среднего девона **восточного склона Урала** (Ивдельский, Североуральский районы). — В кн.: Материалы по палеонтологии Урала. Свердловск, 1970, с. 68—76.

Богоявленская О. В., Федоров М. В. К характеристике амфипоровых сообществ Урала. — В кн.: Тез. сессии Всесоюзного палеонтологического об-ва. Л., 1980, с. 9.

Свердловский горный институт;
Научно-исследовательский проектный
институт нефтяной промышленности,
Волгоград

ЭКОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ОБЪЕМА И ГРАНИЦ РЕГИОНАЛЬНЫХ И МЕСТНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ СИЛУРА ЮГА НОВОЙ ЗЕМЛИ

Л. В. НЕХОРОШЕВА, Д. К. ПАТРУНОВ, М. В. ШУРЫГИНА

Комплексное литолого-биостратиграфическое изучение и анализ материалов опорного и ряда параллельных разрезов силурийских отложений юга Новой Земли* позволили проследить развитие фауны и фаций в морском бассейне, располагавшемся в силуре на данной территории и представлявшем собой краевую часть мелководного перикратонного бассейна с преимущественно карбонатным осадконакоплением.

На основании выявленных закономерностей в развитии и смене фаций и фауны в силуре юга Новой Земли выделены следующие подразделения. Отложения, соответствующие лландовери, подразделены на заблудяцинскую толщу и персейскую свиту. Венлоку и низам лудлова соответствует кленовская свита. Верхней половине лудлова отвечает западнокатанзейская свита, а пржидоли — кальвицкая свита (Объяснительная записка, 1981, 1983). Историко-геологический смысл этих подразделений заключается в том, что они соответствуют циклам осадконакопления, которые, в свою очередь, отвечают смене условий осадконакопления по признакам трансгрессивно-регрессивных тенденций, выраженных тремя последовательно сменяющимися обстановками (фациями): литоральными, сублиторальными и открытоморского мелководья. Смена обстановок фиксируется как изменением состава пород, так и доминирующих фаунистических ассоциаций.

Экостратиграфическая оценка силурийских подразделений юга Новой Земли проводилась с учетом следующих особенностей: специфики обстановок осадконакопления, основного родового состава ассоциаций, сопутствующих групп фауны, характера грунтов и некоторых особенностей распределения фауны. В качестве примера такого анализа материала ниже рассмотрен лландоверийский интервал опорного разреза на юге Новой Земли (см. таблицу).

Заблудяцинская толща. Вторичные доломиты и преимущественно зернистые доломитизированные известняки, слагающие толщу, являются самыми древними отложениями силура в рассматриваемом регионе. Накопление этих пород происходило в обстановках открытоморского мелководья, на котором были широко распространены зернистые илы. Это определяло относительно равномерное распределение бентоса, представленного кораллово-строматопоровой и моно-

* Послойные сборы фауны из этих разрезов изучены рядом специалистов. Х. Э. Нестором обработаны строматопораты, М. А. Смирновой — табуляты, М. В. Шурыгиной — ругозы, Л. В. Нехорошевой — мшанки, Т. Л. Модзалевской — брахиоподы, А. Ф. Абушик — остракоды, В. С. Милициной — криноидеи.

таксонной брахиоподовой ассоциациями. Доминантами кораллово-строматопоровой ассоциации являлись представители родов *Clathrodictyon* (*Cl. boreale*) и *Paleofavosites* (*Pf. paulus*, *Pf. cf. indubius*). Брахиоподы были представлены однообразными пентамеридами — *Virgianaella* sp. nov. Особенности распределения пентамерид позволяют говорить о том, что они либо образовывали гнезда-скопления, либо в виде единичных особей располагались на участках неплотных кораллово-строматопоровых поселений. Находки среди перечисленной фауны единичных ругоз, редких хализитид и однообразных криноидей свидетельствуют об относительно разнообразном биоценозе заблудячинской толщи. Однако его полный состав определить невозможно в связи с интенсивной доломитизацией и окременением пород. По положению в разрезе и характеру фауны строматопорат и табулят эта толща относится к нижнему лландовери и коррелируется с юруским горизонтом Эстонии.

Персейская свита. Начало формирования пород свиты фиксируется фациями карбонатной иловой литорали, о чем свидетельствует преобладание в разрезе пятнисто-полосчатых известняков-доломитов. Такой состав пород указывает на господство в бассейне вязких и локально-зернистых илов и грунтов, определявших четкую избирательность в распределении бентоса. Среди его представителей ведущее положение занимает брахиоподовая ассоциация (см. таблицу, слой 3), в которой сначала доминируют *Zygospiraella duboisi*, а затем (выше по разрезу) *Meristina hatanzeica*. Скопления раковин этих брахиопод представлены в разрезе ракушняками. Из кораллов здесь чаще всего встречаются *Paleofavosites* (*Pf. alveolaris*), *Brachyelasma* (*B. estonicum*).

Увеличение вверх по разрезу персейской свиты количества скелетно-зернисто-иловых известняков и появление более разнообразных кораллов указывают на смену обстановок (слои 4—7). Исчезает ярко выраженная избирательность в распределении фауны. Вместо брахиоподовых ассоциаций господствующее положение занимают коралловые, очень характерными становятся монотаксонные скопления пентамерид. Среди табулят доминируют представители рода *Paleofavosites* (*Pf. alveolaris*, *Pf. maximus*), скопления колоний которых представлены неплотными прижизненными поселениями. Между палеофавозитами обычно встречаются мелкие желваковидные колонии пропор и редкие строматопораты (*Ecclimadictyon*, *Clathrodictyon*). Из ругоз присутствуют *Brachyelasma estonicum* и *Streptelasma whittardi*, последняя чаще встречается в виде отдельных экземпляров или групп из 3—4 кораллов. В некоторых интервалах обычны крупные разрозненные экземпляры *Kyphophyllum* aff. *schmidtii*. Пентамериды представлены скоплениями *Virgiana barrandei* и *Pentamerus* sp. nov. Среди представителей других групп фауны присутствуют редкие остракоды (*Herrmannina*), мшанки (*Ptilodictya*, *Hemirachydictya*), криноидеи (*Cyclocyclicus* ex gr. *tenuis*) и единичные трилобиты.

Следующий уровень изменения обстановок в лландоверийском южноновоземельском бассейне отмечается в разрезе, начиная со слоя 8 (см. таблицу). Здесь впервые фиксируется появление сгустковых и зернистых биохомогенных («водорослевых») образований отдельных фаций, которые доминирующее значение приобретают в конце раннего — начале позднего силура.

Интервал разреза, охватывающий слои 8—12, представлен характерным переслаиванием скелетно-детритово-иловых, сгустково-иловых и сгустково-зернистых известняков. Сочетание этих пород, неред-

ко имеющих линзовидно-слоистый характер переслаивания, расслоенность их глинисто-доломитовыми пропластками характеризуют пеструю картину сублиторальных обстановок с преимущественно иловым карбонатакоплением и зарождающихся отмелей с водорослевыми образованиями. Фауна отмечается во всех разновидностях пород, но основные ее находки приурочены к скелетно-детритово-иловым известнякам. Здесь она представлена монотаксонными ассоциациями кораллов, брахиопод и криноидей. Среди кораллов чаще всего встречаются однообразные палеофавозиты (*Pf. borealis*), скопления колоний которых на отдельных участках отмечаются в виде разреженных поселений. Впервые появившиеся в разрезе парастриатопориды представлены остатками плотной заросли *Parastriatopora* sp. Из ругоз встречаются густоветвистые *Paleophyllum tubuliferum*, а скопления криноидей сложены *Tetragonotetragonalis quadrihamatus*. Брахиоподы отмечаются в виде небольших скоплений *Pseudocamarotoechia* ? sp., *Brachyprion* sp., реже *Coolina pecten*.

В целом установленный в нижней половине персейской свиты фаунистический комплекс мелководно-морских бентосных групп позволяет уверенно датировать ее возраст второй половиной нижнего—средним лландовери. По сходству родового и видового состава биоценоза эта часть свиты соответствует верхней половине юурского и райккюласкому горизонтам Эстонии, низам табаротинской серии Приполярного Урала, мойероканскому горизонту Сибирской платформы, нижнему—среднему лландовери Таймыра, Северной Земли, Сетте-Дабана и о-ва Антикости.

Начало отложения осадков верхней половины персейской свиты (верхнеперсейской подсвиты) связано с литоральными обстановками (слой 13), которые выше сменяются обстановками нарастающих условий открытоморского мелководья с подвижным аккумулятивным рельефом дна (слои 14—21).

Обстановки литорального типа в разрезе фиксируются водорослевыми известняками темного и светлого (желтовато-серого) цветов. Для них характерна вкрапленность молочно-белого кальцита, ориентированная по наслоению, и полого-волнистый рельеф поверхностей напластования, на которых местами отмечается мелкая бугорчатость. Изредка на поверхностях напластования встречаются редкие и однообразные лепердитиды.

Выше отложения верхней половины персейской свиты характеризуются признаками открытоморского мелководья. На этом уровне в разрезе развиты разнообразные иловые, зернистые и биоморфные известняки. Для данного интервала характерно нарастание (снизу вверх) зернистости пород с одновременным изменением состава биоценоза. Сначала в нем (слои 14—16) преобладают табуляты, среди которых доминируют представители рода *Favosites*: *F. kuklini*, *F. sulcatus*, *F. gothlandicus*, *F. hisingeri*. Колонии этих табулят обычно находятся в прижизненном положении, а их скопления местами образуют плотные поселения типа лугов. На них среди указанных форм присутствуют и другие немногочисленные кораллы: *Parastriatopora multiseptosa*, *Syringoporella irregularis*, *Catenipora maxima*, *Brachyelasma digitiforme*, *Crassilasma crassiseptata*, *Pycnostylus* ex gr. *quephensis*, *Cystiphyllum* ex gr. *silurense*, сравнительно редкие строматопораты (*Forolinia implanata*, *Clathrodictyon*), а также скопления пентамерид (*Pentamerus oblongus*, *P. schmidtii*). Выше постепенно возрастает роль строматопо-

ПЛАНДОВЕРИЙСКИЙ								
Ярус	Свита	Подсвета	Слои	Обстановки	Ассоциации	Основной родовой состав ассоциаций		
	Персейская	верхнеперсейская	18-21	III	Строматопоровая	<i>Clathrodictyon</i>	<i>Ecclimadictyon</i> , <i>Favosites</i> , <i>Catenipora</i>	
			14-17		Строматопорово-коралловая со скоплениями пентамерид	<i>Forolina</i> , <i>Favosites</i> , <i>Cyathactis</i> , <i>Dentilasma</i> , <i>Pentamerus</i>	<i>Clathrodictyon</i> , <i>Paleofavosites</i> , <i>Mesofavosites</i> , <i>Syringoporella</i> , <i>Crassilasma</i> , <i>Brachyelasma</i>	
			13	I	Пластовые строматолиты			
		нижнеперсейская	8-12	II-III	Монотаксонные коралловые, брахиоподовые и криноидные	<i>Paleofavosites</i> , <i>Parastriatopora</i> , <i>Pseudocamarotoechia</i> , <i>Tetragonotetragonalis</i>	<i>Favosites</i> , <i>Palaeophyllum</i> , <i>Brachyprion</i>	
			4-7	II	Коралловая с редкими скоплениями пентамерид	<i>Paleofavosites</i> , <i>Propora</i> , <i>Streptelasma</i> , <i>Virgiana</i>	<i>Ecclimadictyon</i> , <i>Catenipora</i> , <i>Mesofavosites</i> , <i>Meristina</i> , <i>Brachyprion</i>	
			3	I-II	Брахиоподовая	<i>Zygospiraella</i> , <i>Meristina</i>	<i>Paleofavosites</i> , <i>Mesofavosites</i> , <i>Brachyelasma</i> , <i>Pentamerus</i> , <i>Stricklandia</i>	
	Заблудинская толща	1-2	III	Кораллово-строматопоровая с отдельными уровнями скоплений пентамерид	<i>Clathrodictyon</i> <i>Paleofavosites</i> <i>Virgianella</i>	<i>Ecclimadictyon</i> , <i>Propora</i>		
							I	II
								III

Условные обозначения (см. таблицу): I—III — обстановки: I — литоральные, II — сублиторальные, III — открытоморского мелководья; IV — степень выраженности (● — яркая, ○ — фиксируемая) форм распространения органических остатков: 1 — избирательность, 2 — первичные скопления и ракушники, 3 — луга, заросли, 4 — разрушенные скопления, заросли, 5 — вторичные скопления.

рат и сокращается количество и разнообразие кораллов. При этом состав табулат меняется незначительно, а среди ругоз особенно характерны крупные одиночные формы — *Cyathactis tenuiseptatus* и *Dentilasma* sp. Многочисленные строматопораты представлены родом *Clathrodictyon* (*Cl. linnarsoni*, *Cl. aff. regulare*, *Cl. variolare*), характерным является появление *Ecclimadictyon fastigiatum*. Одновременно с увеличением количества строматопорат в разрезе усиливаются признаки гидродинамической активности среды. Колонии строматопорат и встреченные с ними редкие колонии кораллов нередко находятся в

Сопутствующие группы фауны	Характеристика грунта	Формы распространения органических остатков				
		1	2	3	4	5
Ругозы, пентамиды, криноиды	Зернистый с элементами биогенного каркаса		○		⊙	○
Гастроподы, остракоды, криноиды	Преимущественно зернистый		●	●		
Единичные остракоды						
Гастроподы, остракоды, мшанки	Зернистый, реже вязкий, периодически связывавшийся водорослевой слизью		○		○	
Мшанки, трилобиты, остракоды	Вязкий и зернистый	○	○	○		
Строматопораты, мшанки, трилобиты, остракоды, криноиды	Вязкий, локально зернистый; ранняя литификация	●	●			○
Хализитиды, ругозы, криноиды	Зернистый; ранняя литификация		●	○		

IV

перевернутом состоянии, обломаны и несут следы транспортировки. Строматопоровый уровень верхов персейской свиты представлен массивно-пластовыми илово-скелетно-зернистыми известняками, в которых колонии строматопорат составляют до 50% объема породы. Вместе с детритом они сцементированы иловой известковой массой и не образуют органогенного каркаса. По существу, эти породы представляют собой «строматопоровый конгломерат», который образовался в результате разрушения строматопоровых лугов, развивавшихся, скорее всего, на положительных формах дна, сложенных скелетно-зернисто-иловыми осадками («иловыми холмами»). В данном случае образование таких аккумулятивных форм знаменует переход от максимума лландоверийской трансгрессии к регрессивному изменению условий осадконакопления, получивших широкое развитие в начале венлока.

Состав биоценоза верхнеперсейской подсвиты представлен преимущественно позднелландоверийскими видами, имеющими широкое распространение в отложениях верхнего лландовери Северного полушария.

Рассмотренные особенности лландоверийских отложений юга Новой Земли позволяют выделить два крупных этапа развития бентосных групп фауны в мелководном южноновоземельском бассейне. Первый этап, соответствующий времени накопления пород заблудяцинской толщи и нижнеперсейской подсвиты, отвечает второй половине раннего — среднему лландовери. Он характеризуется расцветом палеофавозитид, широким распространением строматопорат, ругоз и брахиопод. Сообщества перечисленных групп фауны, как правило, представлены широко распространенными видами, имеющими важное значение для корреляции.

Второй этап — позднелландоверийский — совпадает по времени с накоплением пород верхнеперсейской подсвиты. Он характеризуется развитием в основном «космополитной» фауны строматопорат, кораллов и брахиопод. Однако в составе табулятовых сообществ, по данным М. А. Смирновой, намечается некоторый провинциализм, выражающийся в массовом распространении уральско-новоземельских представителей фавозитид.

Названные этапы четко увязываются с двумя подциклами первого крупного цикла силурийского осадконакопления в южноновоземельском бассейне. Этот цикл отражает формирование литорально-мелководно-шельфовых карбонатных отложений, имеет трансгрессивный характер и связан с глобально проявившейся лландоверийской трансгрессией (Стратиграфия СССР, 1965). На глобальность этого явления прежде всего указывает большое сходство новоземельской бентосной фауны с одновозрастными фаунами других регионов, что, в свою очередь, свидетельствует как о широких связях лландоверийских бассейнов Северного полушария, так и о наличии в них зон мелководного, преимущественно карбонатного осадконакопления, происходившего в близких (или сходных) обстановках.

КОРРЕЛЯТИВНЫЕ УРОВНИ

Материалы комплексного изучения разрезов более высоких частей силурийских отложений юга Новой Земли позволяют выделить следующие коррелятивные уровни. Кроме рассмотренных выше лландоверийских, надежным коррелятивным уровнем являются верхи нижнекленовской подсвиты, представленные кораллово-строматопоровыми известняками (биостромами). Время накопления этих известняков, судя по общности фаунистических ассоциаций, отвечает широкому развитию кораллово-строматопоровых толщ венлока, известных не только в Уральско-Новоземельской области, но и на Сибирской платформе, Таймыре, Северной Земле, на о-ве Готланд, в Эстонии и других регионах.

Третьим четким коррелятивным уровнем является верхнелудловский. На юге Новой Земли он отвечает времени накопления пород западнохатанзейской свиты, которая по фауне уверенно сопоставляется с верхами гердъюского горизонта Приполярного Урала, зеленцовскими слоями о-ва Долгого, верхами кубинских слоев центральной части Уфимского амфитеатра, малиновецким горизонтом Подолии и лаадласким горизонтом Эстонии.

И, наконец, четвертым коррелятивным уровнем является пржидольский, или уровень гребенского горизонта, отложения которого имеют широкое распространение не только на юге Новой Земли, Вайгаче и о-ве Долгом, но и располагаются вдоль всего западного склона Урала вплоть до центральной части Уфимского амфитеатра. Аналогичные отложения также в большом количестве представлены на островах Канадского арктического архипелага. Такое широкое распространение фаций гребенского типа и их «узнаваемость» связаны со значительным выравниванием обстановок, наступившим после кратковременного, но резкого эвстатического понижения уровня Мирового океана (Нехорошева, Патрунов, 1981).

В целом, оценивая рассмотренные коррелятивные уровни, следует подчеркнуть, что они, как правило, соответствуют обстановкам наиболее открытоморского осадконакопления.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИЦ

Самой четкой границей является граница кальвицкой и западно-хатанзейской свит, которая с определенной долей условности принимается за границу лудлова и пржидоли. Во всех районах Вайгачско-Южно-Новоземельского региона, а также на западном склоне Урала этот уровень отвечает подшоше гребенского горизонта, которая фиксируется резкой сменой фаций и фауны. Эта граница является границей двух крупных циклов и служит рубежом в смене их этапов осадконакопления. Лудловский этап заканчивается известняками, охарактеризованными разнообразными брахиоподово-коралловыми и кораллово-строматопоровыми ассоциациями. Пржидольский этап начинается зеленоцветными алевропелитами с прослоями известняков и с обильными монотаксонными ассоциациями брахиопод (*Atrypella*, *Collarothyris*, *Howellella*).

Граница персейской и кленовской свит, принятая нами за границу лландовери и венлока, устанавливается по значительной смене фаций и сокращению разнообразия фауны. Как и граница лудлова и пржидоли, она связана с падением уровня моря, но относительно замедленным и не вызвавшим резких изменений в системе осадконакопления и составе биоценоза. Это выразилось в постепенном исчезновении лландоверийских и появлении венлокских представителей фауны, а также в возникновении условий для широкого развития водорослевых образований.

Самая нечеткая граница — это граница между средне- и верхне-кленовской подсвитой, которая условно принимается нами за границу венлока и лудлова. На этой границе не отмечается изменений в составе фауны, она проходит среди крайне мелководных, в значительной степени водорослевых карбонатных отложений. Проведена она условно по появлению признаков сдвига условий крайне мелководной седиментации (близкой к обстановкам литорали) в сторону усиления морской гидродинамики. В разрезе это выглядит следующим образом. Тонко- и мелкослоистые, преимущественно темного цвета водорослево-суглистые разновидности известняков сменяются более массивными и светлыми разновидностями с четким проявлением органогенно-обломочного и водорослево-зернистого материала. Именно с этого уровня в составе пород увеличивается порообразующая роль фауны, что выражено в виде остатков локальных зарослей парастриатопор и достаточно плотных поселений строматопорат. Они встреча-

ются в разрезе вместе с переотложенным скелетным материалом, что указывает на увеличение роли течений в формировании осадков раннего лудлова. Таким образом, к принимаемой нами границе приурочена смена отчетливо регрессивной тенденции в последовательности отложений на трансгрессивную. Здесь следует подчеркнуть, что речь идет только о тенденциях, а не о резкой смене. Это позволяет исключить наличие резкого эвстатического изменения уровня моря и связать указанное явление с местными, возможно тектоническими, колебаниями. О том, что на принятой условно границе венлока и лудлова не было никаких резких изменений, в первую очередь свидетельствует фауна. Она не дает однозначного ответа на вопрос о том, где проводить границу (Объяснительная записка..., 1981).

На границе силура и девона на юге Новой Земли, а также повсеместно в Урало-Новоземельской области фиксируется обмеление. Это выражается в чрезвычайном обеднении бентоса и появлении терригенных пород.

В заключение можно отметить следующее. Все рассмотренные границы как на юге Новой Земли, так и в пределах Урало-Новоземельской области совпадают с началом регрессивных фаз силурийских этапов осадконакопления. При этом фиксируется закономерное усиление регрессий к концу силурийского периода. Так, регрессия на границе венлока и лудлова, слабо проявленная на юге Новой Земли, о-ве Долгом (Силурийские..., 1980) и частично на западном склоне Урала, в прибрежно-мелководной части шельфа западной подзоны Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоны (Варганов и др., 1973), практически не отразилась в краевой части шельфа той же структурно-фациальной зоны. Как в конце венлока, так и в раннем лудлове продолжали накапливаться рифогенные образования. Регрессии в начале и в конце пржидоли (= время накопления пород гребенского горизонта) четко выражены в пределах всей Урало-Новоземельской области, а также в ряде других регионов. Это свидетельствует об общем обмелении позднесилурийских мелководных бассейнов, в которых резкие эвстатические понижения уровня Мирового океана отражались особенно четко.

ЛИТЕРАТУРА

- Варганов В. Г., Шурыгина М. В., Анцыгин Н. Я., Брейвель И. А., Зенкова Г. Г., Наседкина В. А. Силур центральной части Уфимского амфитеатра. — Сов. геол., 1973, № 5, с. 56—72.
- Нехорошева Л. В., Патрунов Д. К. Гребиской горизонт Вайгачско-Новоземельского региона. — Сов. геол., 1981, № 4, с. 80—85.
- Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнесилурийских отложений Вайгачско-Южноновоземельского региона. Л., 1981. 205 с.
- Объяснительная записка к схеме стратиграфии нижнесилурийских отложений юга Новой Земли. Л., 1983. 93 с.
- Силурийские и нижнедевонские отложения острова Долгого. Свердловск, 1980. 141 с.
- Стратиграфия СССР, силурийская система. М., 1965. 525 с.

ПГО «Севморгеология», Ленинград;
ПГО «Уралгеология», Свердловск

ХАРАКТЕРНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ РАННЕГО-СРЕДНЕГО ДЕВОНА КАРБОНАТНОГО ПЛАТО НА ЮГЕ НОВОЙ ЗЕМЛИ

С. В. ЧЕРКЕСОВА, В. И. БОНДАРЕВ, Л. В. НЕХОРОШЕВА,
Д. К. ПАТРУНОВ

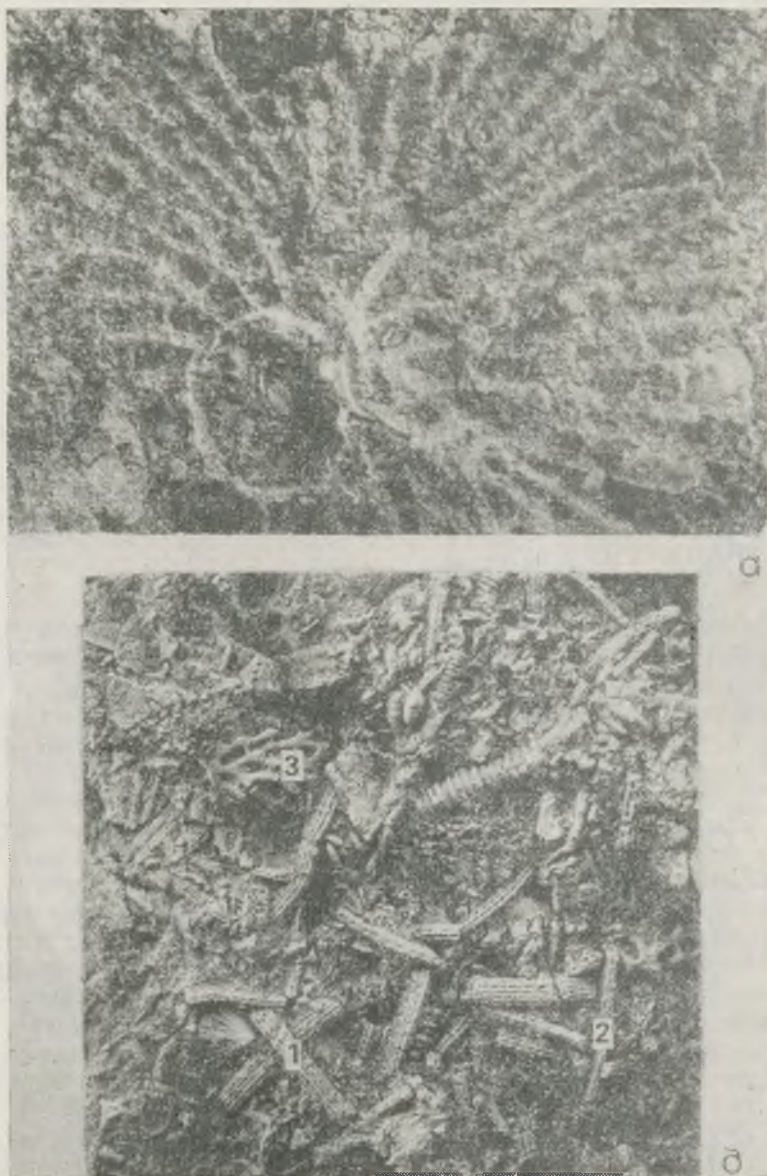
Раннесреднедевонское рифовое плато на юго-западе Новой Земли характеризуется небольшими размерами органогенных построек, весьма интенсивно разрушавшихся и являвшихся поставщиками огромного количества органогенно-обломочного материала. Наличие наносов, в условиях интенсивных течений, приводило к образованию контрастного и постоянно меняющегося рельефа дна. Это сказалось на пестроте и локальности фаций, что очень ярко отражается в разнообразии палеобиоценозов. Имеются данные о наличии как обычных, так и своеобразных экосистем рифов, предрифовых и зарифовых участков бассейна. В качестве примера рассмотрим одно из сообществ зарифовой зоны рифового плато, обитавшее на участке интенсивного накопления глинисто-карбонатного ила*. В сообщество входят разнообразные мшанки, табуляты, пелециподы, микроостракоды, гастроподы, брахиоподы, тентакулиты и др.

Морфология членов этого сообщества весьма характерна. Так, мшанки представлены (см. рис.) тонковетвистыми колониями рода *Niigaella*, нитевидными сочлененными колониями *Nematopora* sp., а также обрастающими формами родов *Fistulipora*, *Leptotrypa*, которые использовали для прикрепления раковины и их обломки, колонии кораллов и т. д., составляющие твердое дно моря. Особенно характерны цилиндрической формы, диаметром до 2 мм, полые внутри (в настоящее время заполненные породой) колонии *Leptotrypa* sp. nov. и небольшие веерообразные колонии *Fenestella* с кольцевым основанием (диаметром от 1 до 2 мм), обраставшие, очевидно, вокруг слоевищ водорослей (см. рис.). При этом надо отметить, что представлены они многочисленными экземплярами и являются обычными для данной фации. Состав встречающихся здесь табулят характеризуется в основном присутствием многочисленных, неправильной формы колоний плакоценоитов, единичных фавозитов с широким основанием и колоний сирингопорид в виде шляпы или булавообразной формы. Обнаружена одна колония ругозы, вероятно взрослой, но угнетенной формы. Высота колонии не превышает 1,5 см. Очевидно, случайно занесенная личинка развивалась в неблагоприятных условиях.

Состав отложений и форма колоний свидетельствуют об интенсивном выпадении илистого материала, причем выпадение ила экранировалось зарослями водорослей, обитавшими на мелководье.

На материале этого рифового плато можно привести много ярких примеров экосистем прошлого, наглядно иллюстрирующих связи ор-

* Темноцветная пачка известняков с прослоями аналогично окрашенных глинистых сланцев.



Условные обозначения: а — веерообразная колония *Fenestella* sp. с кольцевым основанием. X 10; б — поверхность известняка с массовым скоплением обломков тонковетвистых колоний *Niigella formosa* (1), нитевидных сочлененных колоний *Nematopora* sp. (2) и *Fenestella* sp. (3) с кольцевым основанием. X 5.

ганизмов и среды обитания и не дающих забыть про фации при решении любых вопросов стратиграфии. Поэтому представляется, что экостратиграфии следует активнее участвовать в разработке стратиграфических схем. Например, экостратиграфический анализ позволяет обоснованнее составлять корреляционные стратиграфические схемы. На эскизах 1 и 2 приведены соответствующие предложения. Возмож-

Эскиз 2. Стратиграфическая схема отложений провинции

Общая шкала		Провинциальная шкала		Корреляция разрезов через бассейны										
Система	Отдел	Ярус	Зона	Надгоризонт	Горизонт	Зона	Зона комплексного обосн.	Филогенетические линии развития (гониатиты, граптолиты, конодонты и др.)	Характерные комплексы фауны разл. частей бассейнов	шельфовых фаций				депресссионных, прогибных фаций
										внутренних морей		окраинных морей		
										лагунно- дельтовых	лагун., ла- гунно-мор- ских	лагунно- морских, морских	карбон. платф.	
										1	2	3	4	

В унифицированной части схемы характерные комплексы организмов, показывающие фаунистическую основу корреляции, даются для различных частей бассейнов, намечаются филогенетические линии развития по разным группам, предлагаются зоны комплексного обоснования, отражающие этапы развития органического мира.

В стратиграфических схемах для областей в унифицированной части даются зоны по основным ортохронологическим группам (гониятитам, граптолитам, конодонтам и т. д.) и зоны комплексного обоснования всех провинций, входящих в данную палеозоогеографическую область.

Что касается планетарной схемы, то представляется, что для нее в пределах унифицированной части, кроме общей шкалы, надо давать ярусные шкалы областей, например для девона — ярусные шкалы Атлантической области, Тихоокеанской и т. д. При этом по каждой области желательно приводить ярусные шкалы для формационно различных типов разрезов, например в пределах Атлантической области дать ярусную шкалу морских карбонатных отложений (чешско-арденский тип разреза), морских терригенных отложений (рейнский тип) и лагунно-континентальных отложений (английский тип). Это дает четкую картину корреляции ярусных шкал, зон общей шкалы между собой, а также позволяет отчетливо представить объемы ярусов общей шкалы.

ПГО «Севморгеология»,
Ленинград

ПАЛЕОЭКОЛОГО-ТАФОНОМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕЛЛАНДОВЕРИЙСКИХ ГРАПТОЛИТОВЫХ СООБЩЕСТВ В ГОРАХ КАРАКЧАТАУ И ГОБДУНТАУ (ЗАПАДНОЕ ОКОНЧАНИЕ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ)

Г. В. ПЯНОВСКИЙ

В горах Каракчатау и Гобдунтау распространены осадочно-метаморфические образования. Своеобразие их заключается в широком развитии среди песчано-алевролитов-сланцевых отложений тел диабазов и долеритов, ранее считавшихся дайками.

В последнее время установлен эффузивный характер вышеупомянутых тел, а также наличие в составе толщ туфов кварцевых порфиров, андезитов, андезитодацитов, туффитов, вулканомиктовых песчаников, туфоалевролитов и т. д. (Мирходжаев и др., 1982).

При обосновании возраста этих вулканогенно-осадочных образований, датируемых как верхи позднего лландовери (зона *Oktavites spiralis*), выявлено, что в большинстве местонахождений остатков граптолитов имеется необычное, повышенное количество погибших и захороненных колоний, а также своеобразное распределение их в разрезах толщ.

Часто захоронения остатков граптолитов представляют собой «кладбище», где количество колоний столь велико, что невозможно определить их видовую и родовую, а иногда даже семейственную принадлежность. В подобных «кладбищах» остатки граптолитов наблюдаются либо в виде сдавленного клубка (обычно род *Oktavites*), либо в виде сплюсненной груды палочек (роды *Monograptus*, *Monoclimacis*) или ветви (*Cyrtograptidae*), либо в виде спутанной сетки [семейство *Retiolitidae* (рис. 1)].

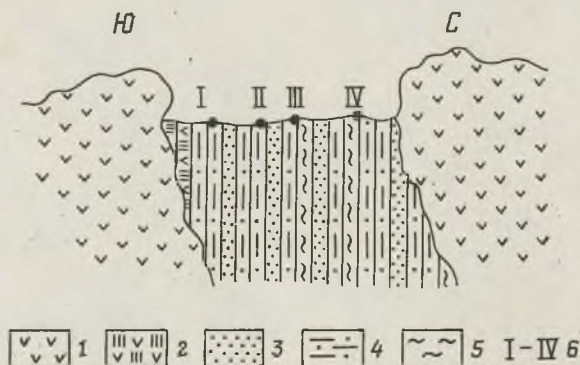


Рис. 1. Расположение точек наблюдения в районе родника Алянгуз: 1 — лавовые тела диабазов, 2 — кремнистые туфы, 3 — туфопесчаники, 4 — туфоалевролиты, алевролиты, 5 — глинистые сланцы, 6 — местонахождения и их номера.

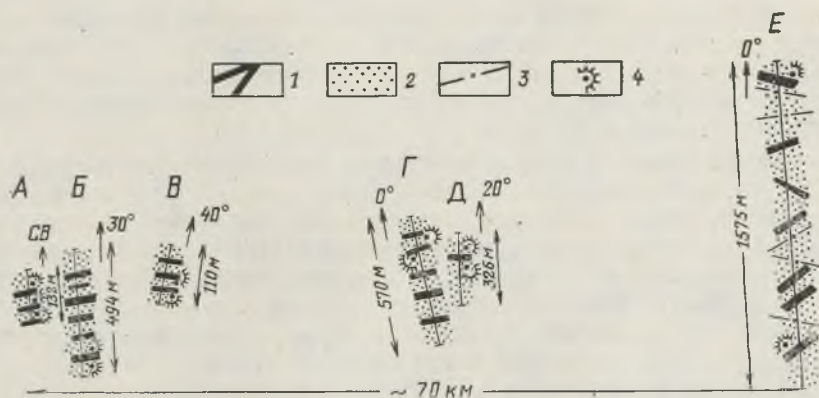


Рис. 2. Схема расположения разрезов вулканогенно-осадочной толщи в горах Каракчатау и Гобдунтау. А—Д — резервы в горах Каракчатау: А — правый борт р. Тусун. Составлен В. С. Корсаковым, 1980 г.; Б — левый борт р. Тусун. Составлен Р. С. Паком, Г. В. Пяновским, 1980 г.; В — верховья сая Алягуз. Составлен А. Ф. Енчиковой, Г. В. Пяновским, 1978 г.; Г — район сая Боксаки. Составлен П. Д. Купченко, К. В. Денисовой с добавлениями Х. В. Рыскиной, 1955—1957 гг.; Д — район села Кальбек. Составлен А. Ф. Енчиковой, 1979 г.; Е — разрез в горах Гобдунтау, район ручья Большой Курсай. Составлен А. И. Скакуном, 1980 г. (1 — вулканические породы, 2 — осадочные породы, 3 — разломы, 4 — места сбора граптолитов).

В распределении указанных захоронений по разрезу также наблюдается определенная упорядоченность: большинство из них встречается вблизи северных контактов лавовых потоков и осадочных пород. При удалении от эффузивных тел количество подобных захоронений и число содержащихся в них остатков колоний убывают, достигая минимума примерно в средней части осадочных серий, а затем, по мере приближения к следующему лавовому потоку, т. е. к его южному контакту, начинают вновь возрастать. Такая же картина наблюдается в большинстве местонахождений граптолитов в пределах распространения рассматриваемой вулканогенно-осадочной толщи на расстоянии 150—160 км (рис. 2).

Появление массовых захоронений граптолитов было связано, вероятно, с вулканической деятельностью, которая могла способствовать образованию подобных захоронений и влиять на их распределение в осадке.

Все формы граптолитов, образующие массовые захоронения, являлись морскими обитателями, вели планктонный образ жизни и имели широкое географическое распространение. Наиболее важными для их нормальной жизнедеятельности являлись такие показатели, как солевой состав вод, их соленость, температура, содержание в воде кислорода, необходимого для дыхания. Кроме перечисленных факторов, существуют и другие важные для жизни планктонных организмов условия среды, но здесь они рассматриваться не будут.

Эффузивные процессы проявляются в виде собственно извержений вулканов с одновременным выделением гидротермальных растворов и газов (Макдоналд, 1975), либо материал поступает на поверхность в виде последних двух составляющих вулканической деятельности (Лучицкий, 1976). Эруптивная фаза проявления эффузивных процессов обычно непродолжительна и хотя вызывает массовую гибель орга-

низмов, но не способствует их сохранению в осадках. Граптолиты, погибшие в моменты извержения, обычно разрушаются и уничтожаются продуктами его проявления: бомбами, потоками лавы и сопровождающими извержение высокой температурой, гидродинамическими возмущениями среды и т. д.

Выделение газов и гидротермальных растворов, вероятно, тоже способно вызвать массовую гибель организмов, но при этом обычно не происходит разрушения их остатков, ибо механическое или динамическое влияние на среду здесь сведено к минимуму вследствие агрегатного состояния поступающего материала и малых размеров очагов выделений, несмотря на то, что площадь распространения этих очагов может быть значительной. Кроме того, выделение газов и гидротермальных растворов носит эпизодический характер, хотя в целом эти процессы могут проявляться в течение длительного времени (Лучицкий, 1976). Однако главным является то, что свое губительное воздействие на живые организмы выделения газов и гидротерм оказывают посредством изменения гидрохимических и физико-химических параметров гидросферы. По мнению Н. М. Страхова (1960), газовые и гидротермальные выделения способны весьма ощутимо изменять гидрохимические и физико-химические условия гидросферы. Для раннесилурийского времени обобщенные вышеуказанные показатели гидросферы были следующими: солевой состав вод в принципе установился к началу палеозоя (Зенкевич, 1977; Страхов, 1960), а соленость вод примерно с этого же времени оставалась относительно стабильной и «соленость была характерна для вод океана, во всяком случае со времен предкембрия» (Зенкевич, 1977).

В отношении определения температуры воды силурийских морей дело обстоит еще сложнее, и, вероятно, к настоящему моменту достоверных данных о климатической зональности, кроме общих предположений, не имеется (Каплин, Леонтьев, 1980). Есть сведения (Перельман, 1973; Руттен, 1973) о том, что в начале силурийского периода содержание кислорода в атмосфере было равно примерно 10 % от его количества в современной атмосфере. Можно предположить, что аналогичные показатели для силурийской и современной гидросфер отличались на такой же порядок. Учитывая, что конкретные значения приведенных показателей гидросферы могут изменяться в зависимости от географических, гидрологических и прочих условий, следует восстановить палеогеографическую обстановку для определенного момента, чтобы определить степень этих различий. В конце позднеландовейского времени в пределах изучаемой территории существовал морской бассейн шириной около 100 км, протяженностью примерно 150—200 км, вытянутый в широтном направлении. Он соединял Тянь-Шаньское море с Уральским и Южно-Европейским (Никифорова, Предтеченский, 1974). Примерно в центральной части бассейна располагалась цепь активно действующих вулканов. Это были преимущественно подводные вулканы, но временами некоторые из них поднимались над уровнем моря в виде островов. Глубина моря была незначительна (первые сотни метров). На порядок глубин, наличие подводных и субаэральных извержений указывают литологические, петрографические, структурно-текстурные особенности толщи: грубо- и среднезернистый состав большинства осадочных пород, косая слоистость, механоглифы, шаровая текстура лавовых потоков, наличие миндалин, присутствие в составе толщи туфов и т. д. (Мирходжаев и др., 1982). Соленость бассейна, вероятно, была близка к нормальной

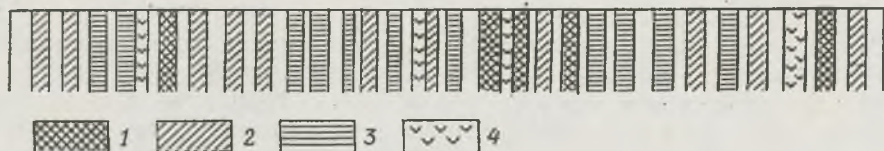


Рис. 3. Обобщенная схема распределения массовых захоронений остатков граптолитов в разрезе вулканогенно-осадочной толщи:

1 — «кладбища» граптолитов, 2 — среднее содержание остатков граптолитов, 3 — минимальное содержание остатков граптолитов, 4 — тела диабазов и долеритов.

ввиду свободного сообщения его вод с другими морями (Никифорова, Предтеченский, 1974). Можно предполагать, что для данного бассейна перечисленные физико-химические показатели среды, с незначительными отклонениями, могли быть вполне справедливы, и для вышеприведенных форм граптолитов существовали условия, необходимые для нормальной жизнедеятельности. Однако при наличии активной вулканической деятельности эти условия часто нарушались, что, несомненно, влекло за собой гибель живых организмов, в том числе и граптолитов. В этом случае неравномерность гибели и захоронения граптолитов при формировании исследуемых вулканогенно-осадочных образований можно объяснить следующим образом. Выделения газов и гидротермальных растворов, предшествовавшие эруптивной фазе, вызывали повышенную, по сравнению с «естественной», гибель граптолитов, обусловленную изменениями в окружающей среде: изменением солевого состава, увеличением солёности и т. д. (Страхов, 1960). По мере приближения эруптивной фазы интенсивность выделения газов и гидротерм возрастала, что сопровождалось увеличением количества гибнущих граптолитов. В момент извержения вулкана в радиусе его действия гибнет все живое, а остатки организмов уничтожаются в ходе извержения. Этот процесс частично захватывал и ранее образовавшиеся массовые захоронения организмов. После извержения эксгальационная и гидротермальная деятельность продолжалась с еще большей интенсивностью (Влодавец, 1973; Лучицкий, 1976). Вероятно, в этот период и формируются (наблюдаемые в пределах описываемой толщи) наиболее массовые захоронения граптолитов. В дальнейшем интенсивность выделения газов и гидротермальных растворов ослабевала до того уровня, при котором масштабы гибели граптолитов и соответственно их количество в осадке понижались до минимума. В последующем подобные циклы повторялись с некоторыми вариациями (рис. 3).

Характерно, что в большинстве массовых захоронений граптолиты представлены в основном остатками взрослых колоний, а захоронения с минимальным содержанием граптолитов часто образованы сравнительно молодыми колониями. И лишь в единственном из известных пока местонахождений с массовым захоронением остатков граптолитов в горах Гобдунтау найдены совместно остатки колоний, находящихся на различных стадиях развития — от сикул до полностью развитых колоний, что также является подтверждением не «естественной» смерти организмов, а их массовой гибели.

Восстановление популяций граптолитов после гибели осуществля-

лось, вероятно, миграционным путем, с помощью течений из других частей силурийского бассейна.

Таким образом, по количеству сохранившихся остатков колоний граптолитов и распределению их массовых захоронений в осадке можно установить очередность образования граптолитосодержащих прослоев в пределах рассматриваемой вулканогенно-осадочной толщи, а также верх и низ разреза. Подобный метод может оказаться перспективным для региона, характеризующегося сложным строением, тем более что, кроме хребта Южный Нуратау и гор Гобдунтау, аналогичные образования известны и в других регионах Средней Азии.

ЛИТЕРАТУРА

- Влодавец В. И. Вулканы Земли. М., 1973. 167 с.
Зенкевич Л. А. Избранные труды, т. II. М., 1977. 241 с.
Каплин П. А., Леонтьев О. К. Происхождение и геологическая история Мирового океана. — В кн.: Физическая география Мирового океана. Л., 1980, с. 51—88.
Лучицкий Л. В. Основы палеовулканологии. Т. I. М., 1976. 479 с.
Макдоналд Г. Вулканы. М., 1975. 431 с.
Мирходжаев И. М., Корсаков В. С., Пяновская И. А., Енчикова А. Ф. О палеовулканизме в нижнем силуре Нуратинского района и сопредельных территорий (Западный Узбекистан). — Узб. геол. журнал, 1982, № 6.
Никифорова О. И., Предтеченский Н. Н. Силур. — В кн.: Палеогеография СССР. Т. I. М., 1974, с. 217—261.
Перельман А. И. Геохимия биосферы. М., 1973. 166 с.
Руттен М. Происхождение жизни (естественным путем). М., 1973. 411 с.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., 1960, т. I, 210 с.; т. II, 574 с.

Среднеазиатский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, Ташкент

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫХ ЗОН СИЛУРА ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ФЕРГАНСКОЙ ДЕПРЕССИИ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Р. Е. РИНЕНБЕРГ

Длительное время бытовало мнение, что в Южном Тянь-Шане силурийские отложения образовывались в сходных условиях седиментации и обладают многокилометровыми мощностями, присущими глубоководным областям геосинклинали. При этом для большей части силура считали характерными терригенные породы.

В последние десятилетия на этой территории в значительном объеме проведены биостратиграфические и палеонтологические исследования, тесно связанные с детальной геологической съемкой. Многочисленные находки остатков фауны практически во всех разностях осадочных пород дали возможность основательно пересмотреть стратиграфию всего фанерозоя. В частности, для силура и нижнего девона созданы детальные биостратиграфические схемы горного обрамления Ферганской депрессии: по скелетной фауне — до горизонтов, а по граптолитам — до местных зон и слоев (Горянов и др., 1979; Риненберг, 1980 а, б). Особая роль при стратиграфических построениях принадлежит остаткам граптолитов, которые в последние годы были обнаружены не только в традиционных аспидных «граптолитовых» сланцах, но и в песчаниках, гравелитах, известняках, а также в прослоях сланцев среди вулканогенных пород. Это позволило достаточно корректно провести сопоставление разновозрастных, но разнофациальных отложений силура и нижнего девона в пределах Южного Тянь-Шаня и пересмотреть геологическую историю указанного региона в первой половине среднего палеозоя. К настоящему времени установлено, что силур в Южном Тянь-Шане, сохраняя преимущественно терригенный состав пород, тем не менее обладает значительной пестротой литологического набора отложений, а его видимая мощность меняется примерно от 500 до 2000—2500 м.

Анализ фаций и мощностей силура горного обрамления Ферганской депрессии позволил выделить в интервале силур — нижний девон этого региона около 20 структурно-фациальных зон и подзон, из которых 7 принадлежат наиболее изученным северным склонам Туркестанского и Алайского хребтов. Расположение их опорных разрезов показано на рис. 1.

Для большей части изученного региона силурийские отложения являются наиболее древними, их подошва либо скрыта современными образованиями, либо срезана разломами. Исключение составляет левобережье р. Исфайрам у пос. Майдан, где силурийские отложения без видимого несогласия залегают на предположительно верхнепротерозойских метаморфических сланцах (Риненберг, 1981).

Силурийские отложения в указанном регионе развиты в полном объеме от граптолитовой зоны *Akidograptus acuminatus* — *Ak. ascensus* в основании до зоны *Monograptus perneri* в кровле и представлены

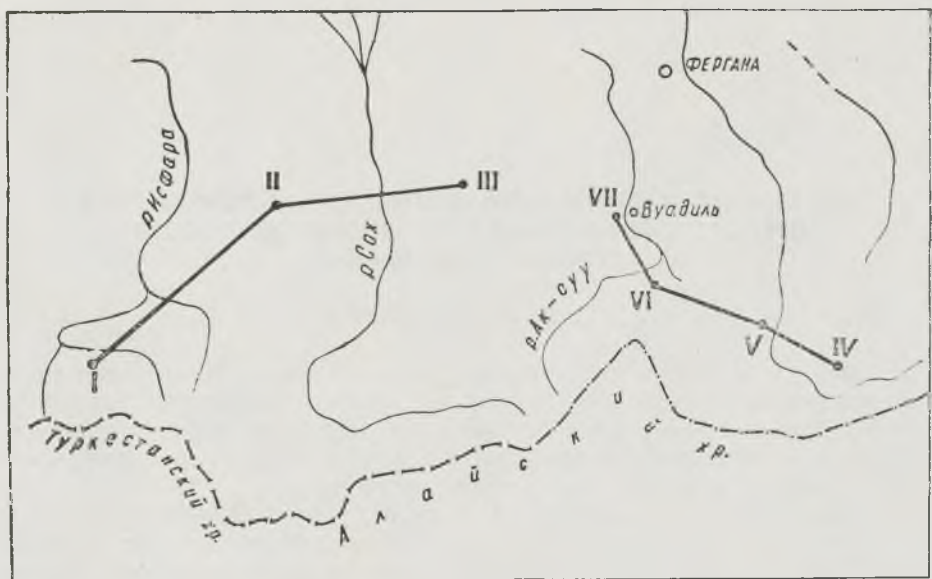


Рис. 1. Схема расположения опорных разрезов и профилей по силурийским отложениям на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов: I — р. Каравшин, II — р. Исфара, III — р. Сарыкамыш, IV — р. Тегермач, V — пос. Майдан, VI — р. Охна, — VII — пос. Вуадиль.

всеми ярусами: лландоверийским, венлокским, лудловским и пржедольским. Они сменяются нижнедевонскими образованиями, которые в ряде пунктов содержат остатки граптолитов ложковского и пражского ярусов.

Лландоверийские отложения по всему горному обрамлению Ферганской депрессии представлены тонкообломочными породами: аспидными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, тонкослоистыми кремнями, редкими прослоями серых песчаников. В этих отложениях известны лишь остатки граптолитов. Видимая мощность лландовери примерно одинакова и не превышает 500 м. Можно полагать, что в лландоверийский век повсеместно существовал единый морской бассейн с относительно ровным дном.

Венлокские отложения представлены глинистыми сланцами и алевролитами с линзующейся пачкой зеленых кварцитовидных песчаников в основании. В песчаниках остатки граптолитов очень редки, зато они весьма обильны в сланцах, особенно в кровле венлока. Мощность венлокских отложений в среднем составляет около 100 м, но местами увеличивается до 400 м, как, например, в районе р. Тегермач. Наряду с этим есть участки, где венлок выпадает из разреза силура (см. рис. 2). По-видимому, к венлокскому веку приурочено начало дифференциации осадконакопления; в это время в пределах морского бассейна существовали участки дна относительно глубокие и типа «подводных отмелей», временами образовавших разобщенные острова.

Наиболее пестры по составу лудловские образования: наряду с мелкообломочными породами, они представлены конгломератами, известняками, эффузивами, туфопесчаниками в различных соотношениях и замещают друг друга как по вертикали, так и по латерали. Весьма разнообразны и остатки фауны: в карбонатных разрезах най-

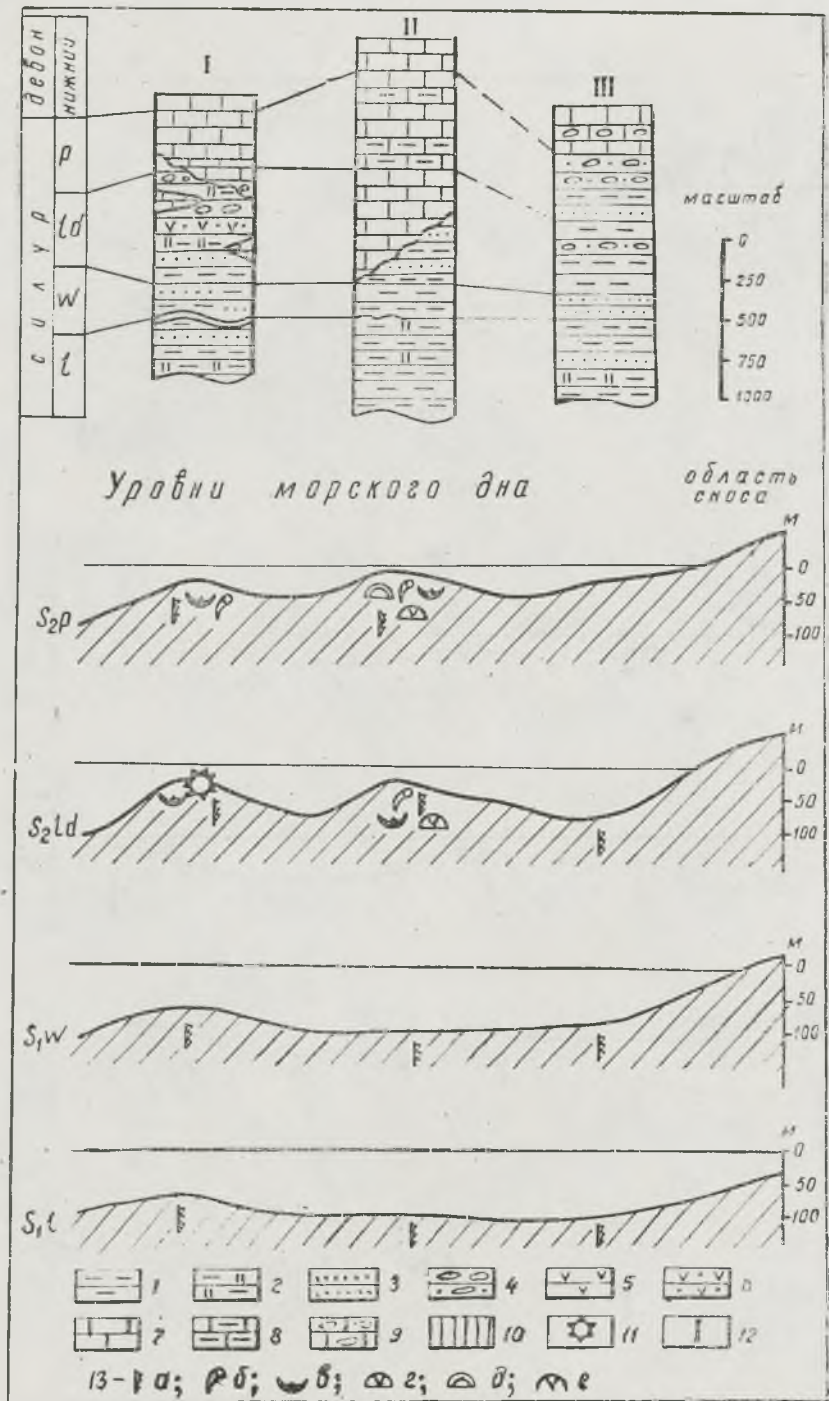


Рис. 2. Опорные стратиграфические разрезы и изменения уровня морского дна в силуре на северном склоне Туркестанского хребта (по линии I—III): I — р. Каравашин, II — р. Исфара, III — р. Сарыкамыш; 1 — сланцы, 2 — кремни и кремнистые сланцы, 3 — песчаники, 4 — гравелиты и конгломераты, 5 — эффузивы, 6 — туфопесчаники, 7 — известняки, 8 — глинистые известняки, 9 — комковатые известняки, 10 — отсутствие отложений, 11 — предполагаемые подводные вулканы, 12 — опорные разрезы, 13 — остатки фауны: а — граптолиты, б — ругозы, в — брахиоподы, г — табуляты, д — строматопораты, е — трилобиты.

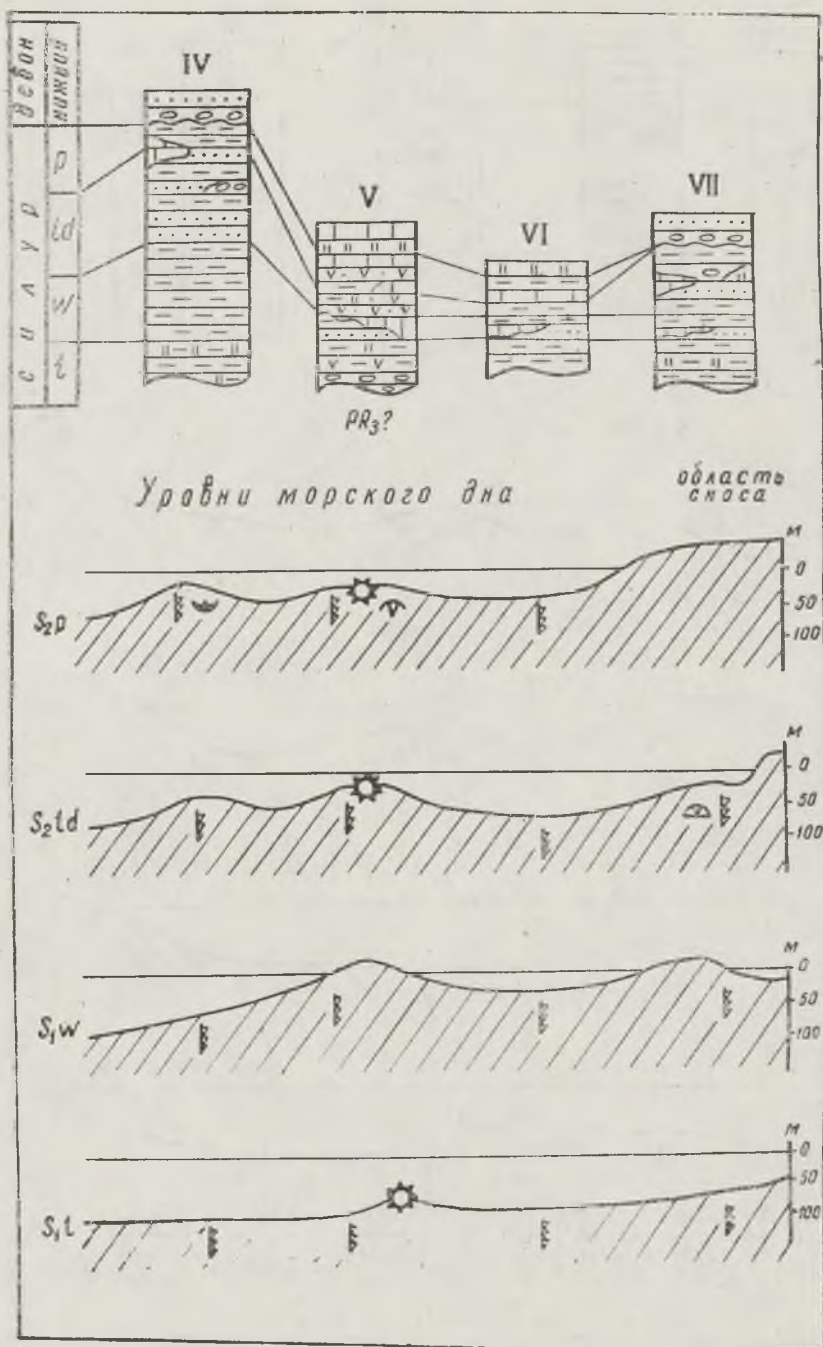


Рис. 3. Опорные стратиграфические разрезы и изменения уровня морского дна в силуре на северном склоне Алайского хребта (по линии IV—VII): IV — р. Тергерача, V — пос. Майдан, VI — р. Охна, VII — пос. Вуадиль. Вертикальный масштаб и условные обозначения см. при рис. 2.

дены многочисленные брахиоподы, кораллы (ругозы и табуляты), мшанки, строматопораты и др., а в терригенных — граптолиты. Но что особенно ценно — вместе с раковинной фауной встречались, хотя и редко, остатки граптолитов, что позволило скоррелировать разнофациальные лудловские отложения. Мощность этих образований также испытывает значительные колебания: от 10—150 м до 500—600 м. В лудловский век дифференциация морского бассейна значительно усилилась: наряду с унаследованными поднятиями и прогибами, на некоторых приподнятых участках дна заложилась рифогенная постройка либо они осложнились вулканической деятельностью. Вблизи поднятий существовали участки дна, в которых накапливался и грубообломочный материал.

Пржидольские отложения территориально и литологически тесно связаны с подстилающими лудловскими образованиями. Они также представлены разнофациальными образованиями и сложены различными известняками, чередованием сланцев, песчаников, конгломератов и вулканогенных пород, часто сменяющих друг друга по простиранию. Разнообразны и остатки фауны: здесь собраны брахиоподы, многочисленные кораллы, мшанки, ортоцератиты, строматопораты, трилобиты, граптолоидеи и дендроидеи. Мощность пржидольских отложений резко меняется от десятков метров до нескольких сотен метров, а местами они полностью выпадают из разреза. В пржидольский век наблюдается почти полная унаследованность лудловских условий седиментации (см. рис. 2, 3).

Структуры, заложенные в силуре этого региона, продолжали свое развитие и в раннем девоне.

Принципиальные профили субширотного направления, построенные по опорным разрезам силурийских отложений с привлечением данных детальной геологической съемки на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов, показывают, что в пределах единого водного бассейна морское дно в течение силура претерпевало значительные изменения. Если в лlandoверийский век оно было однообразным, выровненным, то к концу пржидольского века представляло собой сложную мозаику. Наряду с областью открытого моря, здесь имели место участки дна типа прибрежных рифов, относительно приподнятые («морские отмели» по Н. М. Синицыну), и прибрежно-морские, осложненные вулканической деятельностью. На формирование рельефа морского дна этого региона несомненное влияние оказывала Казахстанская суша, расположенная на севере, и, по-видимому, можно предполагать, что имело место эволюционно-направленное изменение ландшафтно-тектонических условий в направлении от прибрежно-морских на севере к открытому морю на юге.

ЛИТЕРАТУРА

- Горянов В. Б., Бискэ Ю. С., Болгарь Б. Д. Новый тип разреза среднего палеозоя Южной Ферганы. — В кн.: Вопросы стратиграфии, вып. 2. Л., 1979, с. 112—131.
- Риненберг Р. Е. Зональное расчленение лlandoверийского яруса по граптолитам в Южной Киргизии. — ВИНТИ, 1980 а, депонент № 4087, с. 1—23.
- Риненберг Р. Е. Зональное расчленение венлокского яруса нижнего силура и верхнего силура по граптолитам в Южной Киргизии. — ВИНТИ, 1980 б, депонент № 2325, с. 1—18.
- Риненберг Р. Е., Чернышук В. П. Типовой разрез палеозойских эффузивно-карбонатно-кремнистых отложений Южной Ферганы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 11, с. 144—147.

Институт геологии
АН Киргизской ССР, Фрунзе

ПРИМЕРЫ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОЙ СМЕНИ БРАХИОПОДОВЫХ СООБЩЕСТВ В РЕГРЕССИВНЫХ И ТРАНСГРЕССИВНЫХ ТОЛЩАХ НИЖНЕГО ДЕВОНА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Г. Т. УШАТИНСКАЯ

В Центральном Казахстане нижнедевонские терригенные и терригенно-вулканогенные, преимущественно морские отложения большой мощности слагают значительные площади на южной окраине Карагандинского бассейна и в Северном Прибалхашье. К ним приурочены многочисленные местонахождения разнообразной фауны, среди которой ведущее место принадлежит брахиоподам.

Была сделана попытка реконструировать раннедевонские брахиоподовые сообщества из прибалхашского горизонта Северного Прибалхашья (верхний жедин—нижний зиген) и из казахского горизонта южной окраины Карагандинского бассейна (верхний эмс) на основе анализа фациальной приуроченности брахиопод, типов их захоронения, экологических особенностей и смены систематического состава как вверх по разрезу, так и по латерали. Полученные данные позволяют восстанавливать условия накопления отложений и проследить их изменчивость во времени.

Прибалхашский горизонт в Северном Прибалхашье по возрасту соответствует позднему жедину—раннему зигену. Он сложен песчаниками от грубо- до мелкозернистых с подчиненными прослоями алевролитов, туффитов, известковистых песчаников, с мелкими линзочками известняков. Мощность горизонта составляет от 350 до 600 м (Бондаренко и др., 1975). В нижней части отложения имеют зеленый цвет, в верхней половине появляется значительное количество прослоев пестроцветных пород. Остатки фауны, главным образом брахиопод, заключены в нижних 80—110 м разреза. Выделяется три брахиоподовых сообщества, различающиеся по составу и количественному соотношению составляющих их видов, а также по их экологическим особенностям: *Coelospira*, *Leptostrophia* и *Sieberella-Tastaria* (рис. 1) (Ушатинская, 1981).

Местонахождения с сообществом *Coelospira* приурочены к нижней части прибалхашского горизонта, где они заключены в однообразных зеленоцветных тонкозернистых осадках. В количественном отношении в них несколько преобладают небольшие прикрепленные брахиоподы. Среди последних 70% составляет вид-индекс *Coelospira* — мелкая форма, которой для прикрепления было достаточно слоевица водоросли или обломка раковины. Из свободнолежащих присутствуют брахиоподы с приспособлениями, препятствующими погружению в осадок (*Tastaria*, *Maoristrophia*, *Iridistrophia*). Остатки брахиопод встречаются чаще всего в виде изолированных друг от друга отпечатков, за исключением целоспир, которые образуют скопления по 10—15 экземпляров. На отпечатках обычно хорошо воспроизводится тонкая поверхностная скульптура, шипы на концах замочного края у тастарий,

Литол. колоники	Условия осадконакопления	С о о б щ е с т в а		Разнооб- разие сообществ	Бентос- ный комплекс
		малоподвижной воды	подвижной воды		
	Литораль, местами переходящая в сушу	Только редкие отпечатки растений			
 	Прибрежноз мелководье		Сообщ. <i>Sieberella- Tastaria</i> 	Высское	3
	Полосгие склоны мелководья	Сообщ. <i>Leptostrophia</i> 		Низкое	3
	Относительно глубокая часть	Сообщ. <i>Coelospira</i> 		Сред- нее	4

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

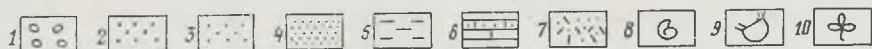


Рис. 1. Брахиоподовые сообщества прибалхашского горизонта Северного Прибалхашья (верхний жедин—нижний зиген).

Условные обозначения: 1 — конгломераты, 2 — песчаники грубозернистые, 3 — песчаники мелкозернистые, 4 — алевролиты, 5 — аргиллиты, 6 — известковистые песчаники, 7 — туффиты, 8 — якорные брахиоподы, 9 — свободнолежащие брахиоподы, 10 — остатки растений.

шлейфы у атрип, что, по всей вероятности, говорит об отсутствии сортировки и переноса при захоронении. Такие условия могли существовать в достаточно удаленных от берега и относительно глубоких участках сублиторали, где действие волн не достигало дна. Об этом же свидетельствуют и очень однообразные тонкозернистые осадки, в которых захоронено сообщество.

Местонахождения с сообществом *Leptostrophia* наиболее широко распространены в Северном Прибалхашье, сменяя по направлению с севера на юг по простиранию и вверх по разрезу слои с целоспирами. Они приурочены к 50—80-метровой пачке однообразных тонко- и мелкозернистых песчаников с линзами и маломощными прослоями более грубозернистых пород. Самым распространенным видом (до 70% в большинстве местонахождений) является *Leptostrophia rotunda* — свободнолежащая форма, адаптированная к жизни на мягком субстрате. В захоронениях брюшные створки лептострофий встречаются в несколько раз чаще, нежели спинные; обычно они имеют хорошую сохранность и обращены выпуклостью вверх. Спинные створки сохраняются полностью гораздо реже. Остальные присутствующие здесь остатки брахиопод «*Camarotoechia*», *Howellella* и др. принадлежат мелким, прикреплявшимся ножкой формам. Вместе с брахиоподами встречается много члеников и остатков стеблей морских лилий, иногда присутствуют остатки двустворчатых моллюсков, трилобитов.

Сообщество *Leptostrophia*, вероятно, занимало широкие, плоские склоны мелководья на сублиторали. Гидродинамические условия были довольно спокойными, происходило накопление тонкозернистых осадков, и на них в массовом количестве селились большие, почти плоские тонкораковинные лептострофии, между которыми прикреплялись мелкие камаротехии, ховеллеллы. Рядом находились заросли морских лилий. Но иногда волнение или течения достигали дна. В такие моменты образовывались небольшие линзочки грубозернистых пород, приносило мелкие гальки, окатыши алевролитов, сгружались членики и стебли морских лилий; происходило и перераспределение остатков раковин лептострофий: обламывались и уносились более легкие спинные створки, брюшные принимали устойчивое положение выпуклостью вверх.

Отложения, содержащие сообщество *Sieberella—Tastaria*, сменяют вверх по разрезу слои с *Leptostrophia*. Они приурочены к пачке глинисто-известковистых песчаников мощностью 10—15 м, заключающих линзы органогенно-обломочных известняков. Состав фауны в песчаниках и в детритовых известняках различен. В песчаниках встречаются остатки свободнолежащих строфоменид с плоскими легкими раковинами, с приспособлениями, препятствующими погружению в осадок: *Mesodouvillina*, *Tastaria*, *Rhytistrophia*, *Maoristrophia*; реже остатки мелких, прикреплявшихся ножкой ортид, ринхонеллид, спириферид. В известняках преобладают свободнолежащие брахиоподы, относящиеся к утяжеленному и понтонному подтипам *Sieberella*, *Atrypa* (Иванова, 1962), много встречается мелких прикреплявшихся форм: *Isorthis*, *Howellella*. Помимо брахиопод, широко представлены другие группы фауны: двустворчатые моллюски, гастроподы, мшанки, морские лилии, одиночные ругозы, изредка табуляты. Сообщество *Sieberella—Tastaria* было приурочено к площадям с неравномерным распределением терригенных и карбонатных осадков, что определяло и различные условия обитания фауны даже на близком расстоянии. Тонкий терригенный материал осаждался в пониженных участках или в местах, которые были защищены зарослями растений, а нередко и морских лилий. Там селились свободнолежащие брахиоподы с тонкими раковинами или мелкие якорные формы, прикреплявшиеся к случайным обломкам, к растениям. На повышенных или незащищенных участках, где илестый материал не накапливался, наряду с якорными селились свободнолежащие брахиоподы утяжеленного или понтонного подтипов. При усилении волнения эти участки размывались, более легкие частицы выносились, а обломки раковин сгружались вместе, образуя линии детритового известняка. На образовавшемся твердом грунте опять могли селиться якорные брахиоподы, двустворки, мшанки и редкие из-за сильной взмученности воды кораллы. Такая обстановка обычно была распространена в зоне прибрежного мелководья с неустойчивым режимом.

Таким образом, в нижней части прибалхашского горизонта происходила постепенная смена относительно глубоководного сообщества *Coelospira* (бентосный комплекс 4 по А. Буко, 1979) сообществом *Leptostrophia*, занимавшим широкие склоны мелководья. Последнее сменилось сообществом *Sieberella—Tastaria*, которое обитало в нестабильных условиях верхней части морской сублиторали, в зоне прибрежного мелководья. Второе и третье сообщества относятся к бентосному комплексу 3 (Буко, 1979).

В верхней половине прибалхашского горизонта песчаники стано-

Литол. колонка	Условия осадконакопле- ния	Сообщества		Разнооб- разие сообществ	Бентос- ный комплекс	
		малоподвижной воды	подвижной воды			
	Литораль и суша	Фауны нет; только отпечатки растений плохой сохранности				
 	Сублитораль	Переходная зона	Сообщ. <i>Nurachonetes</i> 	Низкое	2	
		Прибрежное мелководье	Сообщ. стрифоменид Сообщ. хонетид Сообщ. ховделлелл 	Сообщ. крупных спириферид 	Среднее и низкое Высокое	3
			Переходная зона			
		Литораль	Только отпечатки растений плохой сохранности			

Рис. 2. Брахиоподовые сообщества казахского горизонта южной окраины Карагандинского бассейна (верхний эмс). Условные обозначения см. при рис. 1.

вятся более грубозернистыми и менее однородными, в них появляются прослои плохо сортированных, иногда пестроцветных песчаников, отдельные линзовидные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Остатков фауны не встречается, присутствуют лишь отпечатки растений. Накопление этих отложений, вероятно, происходило в условиях прогрессирующего обмеления бассейна в зоне литорали, реже на суше.

В целом прибалхашский горизонт представляет собой регрессивную серию, о чем говорят последовательная смена заключенных в нем брахиоподовых сообществ и наблюдаемые изменения в литологическом составе пород.

Верхнеэмские отложения на южной окраине Карагандинского бассейна, относящиеся к казахскому горизонту, входят в состав верхней части нижнедевонской биотарской свиты (Четверикова и др., 1981) (рис. 2). Нижняя часть разреза мощностью около 300—400 м сложена в основании конгломератами, а выше — переслаиванием грубо- и среднезернистых песчаников, с прослоями красных алевролитов, туфов. Цвет пород меняется от красного и пестрого до зеленого. Остатков фауны отложения не содержат, присутствует лишь растительный детрит. Для описываемой части разреза характерны частая и резкая смена гранулометрического состава, разнообразная косая слоистость, трещины усыхания, тонкие прослои красных алевролитов. Можно предположить, что такие образования накапливались в мелководных и изменчивых условиях приливно-отливной зоны — в зоне литорали.

Выше залегает толща преимущественно зеленоцветных, часто известковистых средне-, мелко- и тонкозернистых пород мощностью 600—700 м, к которой приурочены все местонахождения с фауной верхнего эмса.

В нижней части зеленоцветной толщи обособляется пачка мощностью около 150—200 м, состоящая из частого переслаивания мелко- и среднезернистых песчаников и алевролитов. На некоторых участках в ее разрезе существенную роль играют туфы и тефроиды. К этой пачке приурочены массовые одновидовые скопления хонетид, среди которых выделяется два сообщества: *Dagnachonetes* и *Nurochonetes* (см. рис. 2). Остатки дагнахонетесов приурочены к участкам тонкого переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов, нурохонетесы встречаются здесь вместе со среднезернистыми песчаниками и тефроидами. Для большинства местонахождений со скоплениями хонетид характерно в одно и то же время обилие и малое таксономическое разнообразие брахиопод, линзовидное залегание и быстрое выклинивание прослоев с их остатками, пятнистое расположение на площади обогащенных фауной участков. Такие особенности распределения фауны говорят о том, что нижняя часть зеленоцветной толщи накапливалась в условиях, несколько уклоняющихся от нормальных морских, — в переходной зоне, в частности, на небольшой глубине в самой верхней части сублиторали, где на жизнь обитателей влияли колебания температуры и солёности, прибрежные течения, экстремальные штормы. Сообщество *Dagnachonetes*, вероятно, обитало в местах, где движение воды было слабое, хотя и достаточное для выноса тонких илистых частиц. Сообщество *Nurochonetes* занимало участки с более постоянной и более интенсивной подвижностью водных масс при значительном приносе терригенного и туфогенного материала.

Средняя часть зеленоцветной толщи сложена алевролитами и аргиллитами с линзовидными, мощностью в несколько метров, прослоями сильноизвестковистых разномерных песчаников, иногда детритовых известняков. В алевролитах и аргиллитах органические остатки немногочисленны и рассеяны по породе. Их накопление происходило, скорее всего, в пределах шельфа, когда волнение моря и течения не достигали дна. Дно в такие периоды представляло собою мягкий, илистый и, по всей вероятности, вязкий субстрат. На нем могли селиться свободнолежащие организмы с легкой раковиной, с приспособлениями, препятствовавшими погружению в осадок: хонетиды, снабженные иглами, плоские строфомениды, обладающие шлейфами атрипиды или мелкие животные, прикреплявшиеся небольшой поверхностью к случайным предметам (одиночные ругозы, мелкие якорные брахиоподы).

Линзовидные прослои известковистых песчаников и детритовых известняков начинали накапливаться в моменты, когда воздействие волн или течений достигало дна моря. Усиливавшееся движение воды приводило к вымыванию и выносу илистых частиц, способствовало сгужению на дне биокластического материала, который создавал твердый субстрат. На нем могли закрепляться крупные животные, способные существовать в условиях значительной подвижности воды: спирифериды, относящиеся к якорному экологическому типу, строфомениды с крупной раковиной, большие двустворки. Между ними прикреплялись мшанки, ругозы, табуляты, небольшие якорные брахиоподы. Рядом могли находиться заросли морских лилий. Создавались благоприятные условия для обитания ползающих гастропод, трилобитов. Концентрация органических остатков в таких линзах бывает очень высокой. Обилие и большое разнообразие фауны свидетельствуют о благоприятных для бентоса условиях жизни: сравнительно небольшой глубине, хорошей аэрации и прогреваемости, нормальной солёности, что весьма характерно для зоны прибрежного мелководья.

В изученных местонахождениях выделяется по преобладанию в них остатков отдельных групп несколько типов брахиоподовых сообществ: крупные спирифериды, строфомениды, ховеллеллы и хонетиды (см. рис. 2).

Местонахождения с сообществом крупных спириферид приурочены к линзам средне- и грубозернистых известковистых песчаников и к детритовым известнякам. Основная масса брахиопод — до 80 % — представлена родами *Brachyspirifer*, *Paraspirifer*, *Fimbrispirifer*. Все они имеют сходные черты строения: толстую двояковыпуклую грубобрестистую раковину размером до 5—8, иногда до 10 см, с высокими синусом, возвышением и ареей. Эти животные прикреплялись короткой ножкой к твердому субстрату, дополнительной плоскостью опоры служила арча. Кроме спириферид, присутствовали в небольшом количестве крупные строфомениды, атрипиды, реже прикреплявшиеся ножкой ринхонеллиды и ортиды.

Местонахождения с сообществом строфоменид встречаются преимущественно в мелко- и среднезернистых известковистых песчаниках. Здесь наиболее многочисленны свободнолежащие *Mesodouvilleina*, *Plicostropheodonta*, которые обычно выступают в виде целых, в большинстве случаев крупных (до 4—6 см) раковин с хорошо сохранившейся поверхностной скульптурой; присутствуют остатки *Leptaenoporyx*, попадаются, хотя и в небольшом количестве, створки и целые раковины спириферид, ортид, хонетид.

Сообщество крупных спириферид, скорее всего, обитало на участках, где проходили течения, вызывавшие значительную подвижность водных масс. Этим определялось преобладание толстораковинных прикреплявшихся форм. Сообщество строфоменид, вероятно, занимало более тихие участки дна, где накапливались средне- и мелкозернистые известковистые песчаники. В нем преобладали свободнолежащие брахиоподы с крупными и довольно тяжелыми раковинами.

Местонахождения с сообществами ховеллелл и хонетесов встречаются гораздо реже. Скопления остатков *Howellella* приурочены к линзам очень плотных темно-серых, слегка битуминозных известковистых алевролитов. Это явно обедненная фауна, обитавшая в пониженных участках дна, где действие течений почти не сказывалось, циркуляция воды была замедленной и мог нарушаться газовый режим. Местонахождения хонетид заключены в тонких выдержанных прослоях мелкозернистых песчаников среди алевролитов. Скорее всего, хонетиды селились на отмелях при кратковременных обмелениях бассейна.

Самая верхняя часть зеленоцветной толщи мощностью около 50 м сложена среднезернистыми песчаниками и содержит редкие местонахождения с остатками *Nurochonetes*. Их накопление происходило, вероятно, при прогрессирующем обмелении бассейна, в переходной зоне, в условиях, сходных с теми, что существовали здесь при образовании низов зеленоцветной толщи.

И, наконец, верхнюю часть верхнеэмского разреза составляют преимущественно красноцветные и пестроцветные породы: конгломераты, песчаники, алевролиты мощностью от 300 до 500 м с единичными отпечатками растений плохой сохранности. Эти отложения, как и самые нижние, могли накапливаться в приливно-отливной зоне — на литорали и в периферической части континента.

Обобщая изложенный материал, можно сказать, что верхнеэмские отложения на южной окраине Карагандинского бассейна представляют

собою трансгрессивно-регрессивную серию. Самая нижняя и самая верхняя ее части накапливались в условиях литорали и на континенте. Накопление середины разреза происходило в условиях сублиторали. Нижние и верхнее сообщества хонетид принадлежат к бентосному комплексу 2 (Буко, 1979), который занимал переходную зону на границе литорали и сублиторали и самую верхнюю часть сублиторали. Глубина переходной зоны зависела от величины волновой энергии в конкретной береговой обстановке (Рейнек, Сингх, 1981). В современных морях ее значения лежат между 8 и 15 м. Сообщества, распространенные в средней части верхнеэзмского разреза, относятся к бентосному комплексу 3, населявшему среднюю, наиболее обитаемую часть шельфа. Оптимальные для интенсивного развития бентосных животных глубины шельфа зависели от очень большого числа причин: наличия и скорости течений, профиля дна, интенсивности сноса с окружающих территорий, изрезанности береговой линии, от аэрации, солености, температуры. По представлениям А. Буко (1979), нижние пределы глубин для бентосного комплекса 3 не превышали 60 м, так как этим комплексом ограничены рифовые сообщества. А последние всегда располагались в зоне фотосинтеза, которая не распространяется ниже глубин в 60 м. Принимая такое доказательство, можно сказать, что позднеэзмские брахиоподовые сообщества на южной окраине Карагандинского бассейна, относящиеся к бентосному комплексу 3, обитали на глубине от 8—10 до 60 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Бондаренко О. Б., Стукалина Г. А., Ушатинская Г. Т. Характеристика стратиграфической схемы верхнего силура и нижнего девона Центрального Казахстана. — В кн.: Характеристика фауны пограничных слоев силура и девона Центрального Казахстана. М., 1975, с. 5—38.
- Буко А. Эволюция и темпы вымирания. М., 1979. 308 с.
- Иванова Е. А. Экология и развитие брахиопод силура и девона Кузнецкого, Минусинского и Тувинского бассейнов. — В кн.: Труды Палеонтол. ин-та. М., 1962, т. 88. 150 с.
- Рейнек Г. Э., Сингх И. Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М., 1981. 428 с.
- Ушатинская Г. Т. Позднекемские брахиоподовые сообщества Северного Прибалхашья. — Палеонтол. журнал, 1981, № 1, с. 68—81.
- Четверикова Н. П., Мигидисов С. А., Пославская И. А., Ушатинская Г. Т. Стратиграфия нижнего девона Нурина синклиория и положение границы нижнего и среднего девона в Центральном Казахстане. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1981, т. 56, вып. 3, с. 60—72.

Палеонтологический институт
АН СССР, Москва

РИФОВЫЕ СИСТЕМЫ СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СИБИРИ

В. И. КРАСНОВ, С. А. СТЕПАНОВ, Л. С. РАТАНОВ

Систематическое и целенаправленное изучение органогенных построек среднего палеозоя Западной Сибири приобретает актуальное значение в связи с проведением поисково-разведочных работ на нефть и газ и в преддверии государственной крупномасштабной геологической съемки.

Многолетнее изучение карбонатных и карбонатно-терригенных разрезов среднего палеозоя Алтае-Саянской области и Западно-Сибирской плиты подтвердило предположения наших предшественников о наличии рифовых построек в пределах Салаира и Горного Алтая и позволило выявить рифогенные разрезы в скважинах глубокого бурения в Нюрольской впадине. В пржидольских, девонских и, возможно, турнейских отложениях органогенные постройки представлены разнообразными типами и имеют сложное, часто неповторимое сочетание лито- и биофаций. Главная роль в их создании принадлежала высокоспециализированным сообществам организмов. Одни из них создавали жесткий каркас органогенного рифа, другие являлись поставщиками кластического материала, третьи — его цементаторами и т. п. Органогенные постройки установлены в областях чистого карбоната накопления и там, где происходило формирование терригенно-карбонатных осадков. В обоих случаях имеются органогенные постройки, прошедшие все стадии развития или прервавшие свою жизнь на разных этапах. Вероятно, на их развитие в большей мере влияла скорость накопления глинисто-песчаных осадков, чем само их наличие.

Рифы среднего палеозоя располагались как в области мелководного шельфа, так и на его переднем склоне или на периферии карбонатных платформ. В первом случае возникали одиночные столовые рифы, рифовые холмы или карбонатные банки. Они могли создавать группировки или пояса, приуроченные к каким-либо древним поднятиям. На переднем крае мелководного шельфа и по периферии карбонатных платформ, вероятно, происходило развитие рифовых поясов и отдельных рифов (карбонатные банки с центральной лагуной). Весь комплекс палеогеографических, литофациальных, палеоэкологических, текстурных и др. исследований позволяет высказать предположение, что рифообразование в пржидольском веке, девоне и турне происходило в мелководном континентальном море, не имевшем ничего общего с современным строением гидросферы. Большинство черных тонкослоистых известковых илов и глин формировалось не в глубоководных условиях, а в гидродинамически спокойных и застойных акваториях. Характерно отсутствие признаков осолонения в лагунных отложениях одиночных рифов и в зарифовых обстановках рифовых поясов.

Палеогеографическая обстановка в конце силура, девоне и раннем карбоне представляла направленный процесс развития от морской обстановки к континентальной. Важнейшей чертой этой эпохи являлось

постепенное изменение ландшафтов, превративших морские акватории в области суши с различным рельефом. На фоне направленного регрессивного развития территории неоднократно возникали кратковременные трансгрессии. В позднесилурийское время море покинуло южные районы Алтае-Саянской области и в последующем проникало сюда лишь изредка. Наиболее долговременный морской бассейн в пржидоли-турнейское время существовал на территории Западной Сибири к западу от горных сооружений Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна, Енисейского кряжа и Сибирской платформы. На юге бассейн соединялся с морем на территории Монгольской Народной Республики. Вдоль горных сооружений юга и относительно слабо всхолмленной равнины Сибирской платформы располагалась зона мелководного шельфа, наибольшая ширина которого отмечается на территории Горного Алтая, Кузбасса и Салаира. На севере он отделялся от Сибирской платформы областью низких равнин, периодически затапливавшихся морем. Западнее мелководного шельфа располагалась троговая зона с относительно повышенными глубинами и застойной гидродинамической обстановкой (Калбо-Нарымская и Колывань-Томская зоны), наиболее четко обособившаяся в живет-франское время. На основании материалов глубокого бурения и геофизических исследований (Сурков, Жеро, 1981) она прослежена далеко на север. Рельеф среднепалеозойского моря на территории Западно-Сибирской плиты был неоднороден и дифференцировался на вытянутые трогообразные депрессии и приподнятые мелководные участки, конфигурации которых неоднократно менялись. Существует мнение, что подобный рельеф в определенной мере был обусловлен рифтогенезом (Афанасьев и др. 1981).

Осадконакопление в этом регионе определялось рельефом суши и морского дна, а также гидродинамическими условиями и глубиной моря. В пределах южной части мелководного шельфа вдоль береговой линии происходило накопление красноцветных грубообломочных галечников, песков, алевроитов и глинисто-известковых илов. Севернее Кузнецкого Алатау комплекс подобных осадков становится более мелкозернистым, увеличивается количество глинистого материала, накапливаются прослои туфов и туффитов. Вдоль западной периферии Сибирской платформы девонские красноцветные пески, алевроиты, глины и известковые илы формировались в виде широкой полосы и достигали в Касской скважине мощности 840 м (Сурков, Жеро, 1981). Западнее прибрежной зоны, в пределах Горного Алтая, на мелководном пржидоли-турнейском шельфе формировались сероцветные терригенно-карбонатные толщи и только в лудлов-пржидольское время отмечается периодическое появление красноцветных пачек. В отдельных депрессиях и межрифовых акваториях происходило формирование черных глин и известковых илов. На салаирском мелководном шельфе вплоть до мамонтовского времени включительно формировались разнообразные карбонатные осадки и только позже началась смешанная терригенно-карбонатная седиментация. Осадки подобного типа, вероятно, протягивались на север в виде узкой полосы вдоль низких, периодически затапливаемых равнин Сибирской платформы. Западнее зоны мелководного шельфа (рис. 1) в относительно глубоких трогах (Калбо-Нарымская и Колывань-Томская зоны) на протяжении среднего девона—турне, а возможно и раньше, происходило накопление черных тонкослоистых глинистых, глинисто-кремнистых и глинисто-карбонатных осадков флишеидного типа. Однако, если учиты-

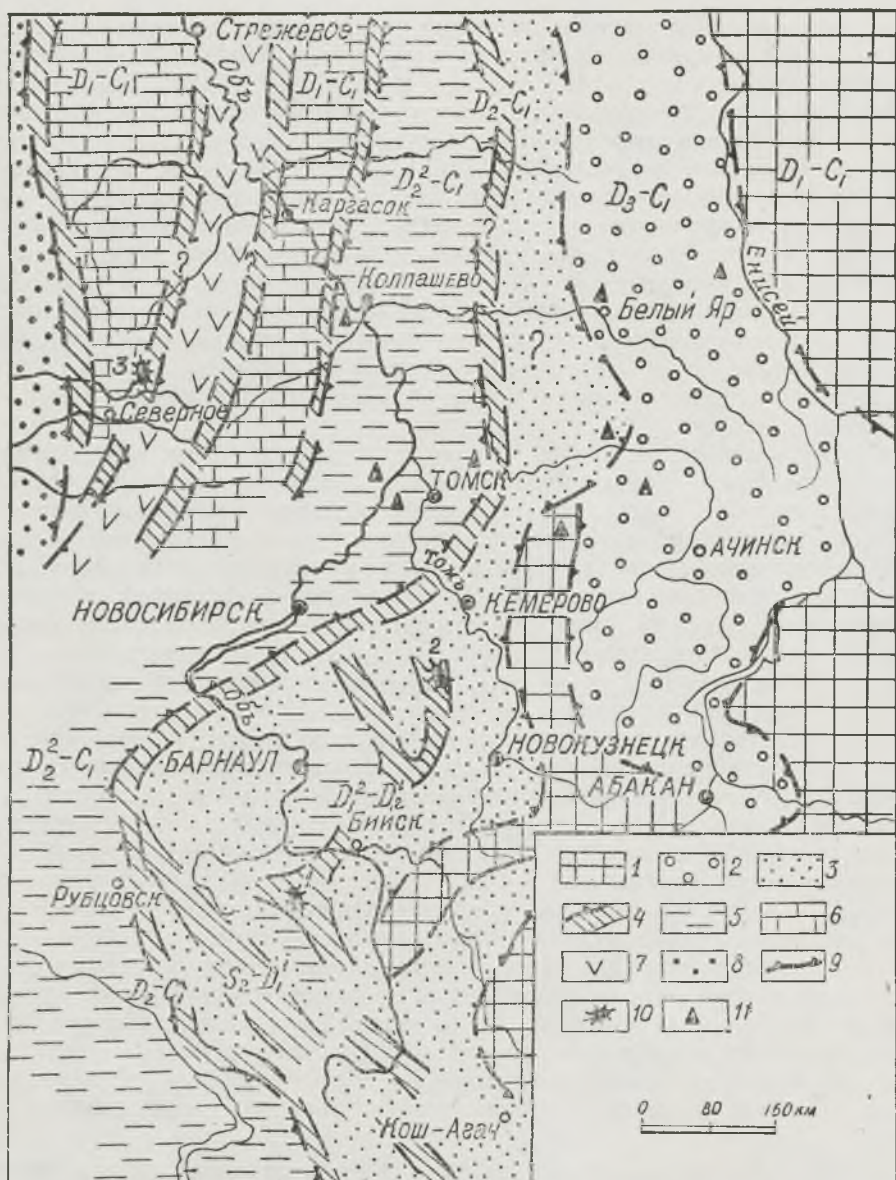


Рис. 1. Схема фациальных обстановок в среднем палеозое Западной Сибири: 1 — области суши, 2 — низкие равнины, периодически затапливавшиеся морем, 3 — мелководный шельф, 4 — пояса развития органогенных построек, 5 — области бассейнового осадконакопления, 6 — карбонатные мелководные платформы, 7 — области глубоководного накопления вулканитов, 8 — области накопления глубоководных карбонатов, 9 — границы палеофациальных областей, 10 — рифы (1 — Шипунихинский, 2 — Малосалаирский, 3 — Малоичский), 11 — скважины глубокого бурения.

вать мощности этих осадков в 10000—12000 м (Сурков, Жеро, 1981), то возрастной диапазон их формирования должен бы быть значительно больше. Надо полагать, что конфигурация этой троговой зоны значительно сложнее, чем показана нами. На восточной и западной перифе-

рии Барнаульского массива имеются зоны развития темных флиш-идных осадков, формировавшихся, вероятно, в боковых прогибах Колывань-Томского трога. На территории Западно-Сибирской плиты, западнее зоны развития флиш-идных отложений, располагалась крупная карбонатная платформа. Здесь от позднего силура до турнейского века происходило накопление разнообразных мощных известковых илов, от тонкослоистых черных до светлых биогенно-каркасных.

Палеогеографические и фациальные особенности позволяют высказать предположение, что здесь на протяжении позднего силура — турнейского века существовала благоприятная обстановка для рифообразования различного типа. Наиболее благоприятные условия для роста рифов могли возникнуть на границе троговых систем и мелководного шельфа, на границах трогов и карбонатной платформы, а также в пределах мелководного шельфа между местными поднятиями и депрессионными зонами.

Франко-живетский рифовый пояс в пределах Алтая располагался на границе Калбо-Нарымского трога и мелководного шельфа. От южной границы СССР до г. Рубцовска протягивается цепь многочисленных обнажений рифогенных известняков, часто выделяемых в качестве самостоятельных свит или подсвит. По устному сообщению Ю. С. Надлера, подобные известняки установлены бурением в районе г. Рубцовска, а также хорошо обнажены в окрестностях г. Новосибирска в известковых карьерах на р. Берди и далее в междуречье рек Ини и Томи. Эта полоса рифов, окаймляя Колывань-Томский трог, по-видимому, уходит далеко на север, в пределы Западно-Сибирской плиты. Не вдаваясь в тектоническую природу депрессий трогового типа и карбонатных платформ между ними, отметим определенную аналогию при сравнении с системой Камско-Кинельских прогибов (Успенская, Быков, 1972). Тимано-Печорской провинцией (Грачевский, Соломатин, 1977) и с системой рифтовых депрессий Западного Урала, окаймляющих Сосьвинский и Шаимский массивы (Афанасьев и др., 1981). Примерно аналогичная обстановка существовала и на периферии карбонатной платформы Нюрольской впадины, разделенной системой прогибов на ряд мелких впадин. Здесь, наряду с поясами окаймляющих рифов, могли развиваться одиночные крупные органогенные постройки типа карбонатных банок. Скважинами глубокого бурения установлены рифовые постройки и различные типы известняков рифогенно-аккумулятивного комплекса. Вероятно, в подобных условиях здесь же развивались рифы пржидольского века и раннего девона.

Рифы эйфельского века и раннего девона располагались в пределах мелководного шельфа, однако есть основание полагать, что западнее их также располагались депрессионные бассейны, где происходило накопление черных тонкослоистых глин и глинистых известковых илов (левобережье р. Ануя, восточная периферия Барнаульского массива, среднее течение р. Кара-Чумыш и т. д.). Эти рифы обнажены на территории Монгольской Народной Республики, нечетко проявляются в Южном и Центральном Алтае, достаточно хорошо обнажены на севере Алтая и на Салаирском кряже. В пределах Салаира пояс разделен на две ветви, одна из которых проходит в бассейн р. Берди, вторая — по восточному борту Салаира. Севернее эти рифы не установлены.

Наиболее древняя цепь рифов (пржидоли—жедин) тоже расположена в пределах мелководного шельфа, и есть основание полагать, что

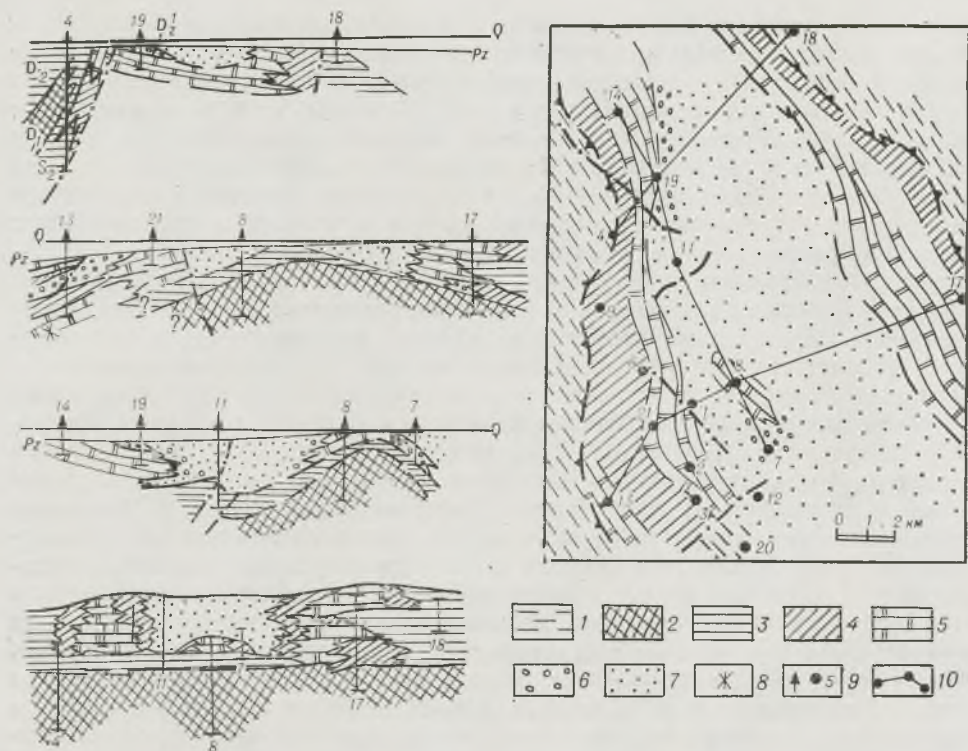


Рис. 2. Фациальная карта, модель и разрезы Малоичской карбонатной банки. Литофации: 1 — бассейна и шельфа со свободной циркуляцией (для карты), 2 — бассейна, 3 — шельфа со свободной циркуляцией, 4—7 — карбонатной банки (4 — передового склона, 5 — органогенных рифов, 6 — песков на краю платформы, 7 — замкнутой лагуны), 8 — красноцветность, 9 — скважины, 10 — линии разрезов.

западнее ее находится более глубоководная зона, где накапливались черные глины и известковые илы (бассейн р. Берди). Эта цепь рифов хорошо обнажена на севере Алтая в бассейнах рек Ини и Белой. На юге Алтая они известны в бассейне рек Катунь и Чуя. На Салаире рифовый пояс пространственно совпадает с рифами раннего девона — эйфелья; в северном направлении он не прослежен.

Каждый рифовый пояс, по-видимому, состоял из серии отдельных изолированных рифов или их локальных группировок. По своему строению они не имели сходства с современным барьерным рифом и представляли собой, вероятно, отдельные карбонатные банки с центральной лагуной или без нее, рифовые холмы из каркасных и детритовых известняков или иловые холмы, состоящие из сложного сочетания каркасных водорослевых и иловых известняков. Разобценное положение рифовых поясов хорошо увязывается с представлениями о миграции рифов вследствие трансгрессивно-регрессивных колебаний морского уровня.

На карбонатной платформе Нюрольской впадины расположен один из наиболее полно изученных здесь рифов — Малоичский риф. По своему строению (рис. 2) он представляет типичную карбонатную банку с центральной лагуной. Длина этого сооружения не установлена

(значительно более 20 км), ширина составляет от 5 км до 13 км, мощность рифогенно-аккумулятивного комплекса достигает 300 м. Риф сложен пестрым комплексом карбонатных осадков, которые легко группируются в стандартные пояса Д. Уилсона или в микрофации М. Лекомпта (Уилсон, 1980). Склоны постройки представляют шлейф из обломочных известняков с матриксом из темного карбонатного ила или микрита. Здесь формировались осадочные брекчии и различные калькарениды, отложения конусов выноса мутьевых и градационных потоков, фациальные клинья осадков бассейна или глубокого шельфа. Фауна аллохтонная, привнесена с органогенного рифа и из внутренней лагуны. В первом случае это обломки массивных строматопорат, водорослей и кораллов, во втором — обломки дендроидных строматопорат, ветвистых кораллов, трубчатых водорослей, строматолитов, пеллоидных известняков, а также рассеянные онколиты. В тонких известняках конусов выноса захоронены битые гладкие раковины, слоистые водоросли, раковины брахиопод с текстурами «ватерпасов» различной ориентировки, детрит покрыт корками гирванелл. Органогенные постройки на краю банки сложены биолититами и обломочными известняками с зеленовато-серым илистым матриксом. Каркасная решетка биолититов состоит из тонких корковых колоний водорослей и строматопорат (байндстоуны и фреймстоуны), полости каркаса заполнены светлым калькаренидом или микритом, иногда сохраняется его волнисто-сгустковое (микрофитолитовое) строение. Известняки зоны карбонатных песков на краю платформы довольно трудно отличимы от обломочных известняков органогенного рифа, и только чередование их с пеллоидными и фораминиферовыми известняками лагуны указывает на принадлежность к этой группе фаций. Известняки зоны песков представлены светло-коричневыми калькаренидами с вымытой или частично сохраненной илистой основной массой. Скелетный детрит состоит из дендроидных строматопорат и ветвистых кораллов, матрикс — водорослево-микритовый с водорослевыми катышами и пеллетами. Последние часто образуют слипшиеся агрегаты, покрытые карбонатной оболочкой. Встречаются чистые нубеккуляритовые песчаники с раковинами фораминифер и автохтонных брахиопод, следами от газовых пузырей и с текстурами «ватерпасов». Водорослевые биостромы этой зоны сложены мелкими кустисто-сферическими колониями трубчатых водорослей, корковыми строматопоратами, трубками фистулелл, полости между которыми заполнены водорослевым агрегатом, напоминающим гирванелловый фитодериват. Встречаются рассеянные онколиты, их прослойки и линзы. Полости каркасов биостромов заполнены «мусорным» известняком из механической смеси карбонатно-илистого и детритового материала. Осадки лагуны карбонатной банки состоят из светло-серых, коричневатых мадстоунов, вакстоунов и редких прослоев алевролитов со слоистыми текстурами различного типа. Основная масса карбонатов сгустково-пеллоидного типа, с многочисленными фораминиферами, капсулами от газовых пузырей и множеством мелких угловатых интракластов. Характерны биотурбационные структуры. Фауна бедна и представлена многочисленными фораминиферами и редкими обломками ветвистых строматопорат и кораллов.

Шипунихинский риф в раннем девоне Горного Алтая, возможно, имел кольцеобразную либо серповидную форму с внутренней или кольцевой (подветренной) лагуной. В начальной стадии развития ядра рифа создавалось сложным чередованием водорослевых биостромов,

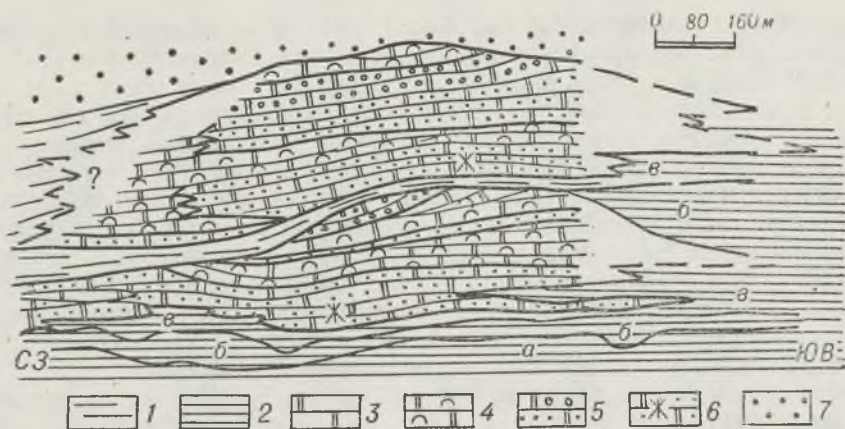


Рис. 3. Фациальная модель Малосалаиркинского рифа.

Литофаии: 1 — бассейна, 2 — шельфа со свободной циркуляцией (а — буро-зеленые алевролиты и песчаники, б — ругозотамнопоровые и калиптровые известняки, в — черные слоистые известняки), 3 — рифогенно-аккумулятивные известняки, 4 — органогенный риф, 5 — светлые и белые энкриниты, 6 — розовые энкриниты, 7 — песчаники, алевролиты и глинистые известняки комплекса заполнения (?).

линзами и языками темных слоистых известняков бассейнового и склонового типов. В стадии дивергенции каркасостроителями являлись массивные кораллы, а полости каркаса заполнялись различным детритом. В доминантной стадии каркас, вероятно, создавали массивные строматопораты и водоросли. Фаии мутьевых потоков установлены в обнажениях за 0,5—1,0 км от периферии рифа. Фаии зоны карбонатных песков платформы сложены хорошо отмытыми рудитами и калькарениитами из обломков сифоней, кристаллических известняков, соленопор и редких криноидей. Встречаются рудиты, сложенные только обломками ланцикул. Межзерновые полости заполнены продуктами жизнедеятельности сине-зеленых водорослей или тонким нубекуляритовым материалом. В наиболее глубоких частях лагуны располагаются литофаии светлых мадстоунов и вакстоунов с мелкокомковатым пузырьчато-слоистым микрофитолитовым матриксом и с колониями ижелл. Детритовый материал состоит из мелких сифоней, нуй, криноидей и т. п. Обнаружены фистулелловые флаутстоуны. На отмелях лагуны формировались хорошо отмытые калькаренииты и рудиты из обломков сифоней (диморфосифон, ланцикула) с микрит-спаритовой основной массой. В отдельных неперекристаллизованных «окнах» матрикса сохранилось сгустково-микрофитолитовое или пузырьчатое строение с колониями гирванелл и ижелл. Обломки подвергались обработке сине-зелеными водорослями. Энкринитовые обломочные известняки очень редки. Отметим, что поселения сифоновых водорослей, вероятно, захватили все благоприятные ниши лагунных отмелей и являлись основными поставщиками биокластики. Ширина рифа достигает 1,7 км, неполная длина более 3,0 км.

Малосалаиркинский риф (рис. 3) среднего девона Салаира представлен в разрезе простым набором фаий, характеризующих, вероятно, только его зарифовую часть. В основании залегают мелкообломочные розовые рудиты и калькаренииты, интерстиции которых заполнены алевроитокarbonатным матриксом с многочисленными фрагмен-

тами нитчатых водорослей (флабелл), пеллет и колоний гирванелл. В кровле этой литофации появляются массивные корковые колонии строматопорат и кораллов. Биостромы, биогермы и мелкие иловые бугры представлены кристаллическими известняками, кое-где сохранившимися инситовые поселения кодиевых водорослей, промежутки между которыми заполнены алевроито-илистым карбонатом, детритом, нитчатыми водорослями и колониями ижелл. Стратиграфически выше залегает мощная литофация светлых и белых энкринитов, постепенно перекрывающая предыдущую. Она сложена обломками криноидей, достигающими в размере до 15 мм, неокатанными, несортированными и не подвергшимися обработке сине-зелеными водорослями. Матрикс микритизирован и заполняет лишь интерстиции, иногда сохраняются «окна» водорослевых текстур и линзочки светло-серого пеллитового вещества. Реже детрит сложен фрагментами кодиевых водорослей. Верхние горизонты литофации представлены более грубыми энкринитами, в которых значительно увеличено количество обломков ветвистых и стелющихся кораллов, водорослей, и, наконец, в кровле литофации залегают красноцветные мелкообломочные энкриниты. Органические постройки среди белых энкринитов состоят из коркового водорослево-строматопорового каркаса, криноидного детрита и карбонатного ила. Наиболее сложные биостромы представляют собой серию иловых бугров (0,5×14 м) и строматолитовых образований. Промежутки между ними заполнены криноидным калькаренимом. Фации переднего края рифа почти не обнажены или, возможно, полностью превращены в перекристаллизованный известняк. В единственном месте обнажены биостромы, похожие на постройки волноломной зоны с седиментационными брекчиями между ними. Здесь установлены биолититы всех разновидностей (Embry, Klovan, 1971), внутренние полости которых заполнены зеленовато-серым карбонатным илом и обломками строматопорат. Главные каркасостроители этих биостромов — массивные строматопораты, водоросли, мелкочаистые табулаты и поселения крупных колониальных ругоз. Сложная тектоника и единственный разрез рифа затрудняют установление его типа и морфологии. Сравнительный анализ позволяет предположить, что риф мог представлять собой крупный рифовый холм или одиночный риф, в лагуне которого заросли криноидей являлись основным поставщиком кластического материала. Риф в поперечнике достигает 1,5 км, мощность его составляет 300—400 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Ю. Т., Коваленко Б. Г., Погорелов Б. С. К проблеме поисков глубоко погруженных рифов в Среднем Приобье и на севере Западной Сибири. — В кн.: Термобарические условия и геологоразведочные работы в сверхглубоких депрессиях. М., 1981, с. 80—87.
- Грачевский М. М., Соломатин А. В. Верхнедевонские потенциально-нефтеносные барьерные рифы Тимано-Печорской провинции. — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 4, с. 875—878.
- Сурков В. И., Жеро О. Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., 1981. 143 с.
- Уилсон Дж. Карбонатные фации в геологической истории. М., 1980. 463 с.
- Успенская Н. Ю., Быков В. Ф. Некоторые закономерности размещения месторождений нефти и газа рифового типа. — В кн.: Международный геологический конгресс. XXIV сессия. Доклады советских геологов. Горючие ископаемые. М., 1972, с. 35—43.
- Embry A. F., Klovan J. E. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island Northwestern Territories. — Can. Petrol. Geol. Bull., 1971, No. 19, p. 730—781.
- Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ СИЛУРИЙСКОГО ПЛАНКТОНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А. М. ОБУТ, Н. М. ЗАСЛАВСКАЯ, Н. В. СЕННИКОВ,

Л. И. ШЕШЕГОВА

Необходимость исследования древнего планктона для решения задач стратиграфической корреляции всех отложений на Земле и создания действительно планетарной стратиграфии отмечалась на специальной сессии Всесоюзного палеонтологического общества АН СССР «Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли» (Соколов, Жамойда, 1979). Под планктоном принято понимать всю совокупность пассивно дрейфующих в водной среде организмов, подразделяющихся на фитопланктон — дрейфующие растительные организмы — и зоопланктон — животных, не способных передвигаться против горизонтальных течений.

В силурийском эпиконтинентальном бассейне на Сибирской платформе в составе фитопланктона в настоящее время известны акри-тархи. Хитинозои, вследствие отсутствия общепринятого единого мнения об их животном или растительном происхождении, могут быть отнесены и к фито-, и к зоопланктону, однако этот дискуссионный вопрос выходит за рамки настоящей статьи. В силурийский зоопланктон Сибирской платформы входят планктонные, дрейфующие на протяжении всей их жизни граптолиты. Меритопланктонных, временно пассивно дрейфующих на ранних стадиях жизни организмов, к которым в современных морях относятся личинки нектона и бентоса, в силурийских отложениях на Сибирской платформе пока не зафиксировано.

Для районов современных морей, удаленных от материков, единственным прямым источником питания животных (как нектонных, так и бентосных) являются планктон и его остатки, опускающиеся после гибели на дно бассейна. При этом зоопланктон, превосходя в 20 раз фитопланктон по биомассе, значительно уступает ему по своей продуктивности, являясь связующим звеном между первичным продуцентом — фитопланктоном — и консументами — нектоном и бентосом (Богоров, 1974). Характер качественного и количественного изменения состава современных морских биоценозов по площади и глубине контролируется распределением фитопланктона и зоопланктона, так как они находятся в начале всех пищевых связей морских организмов (Богоров, 1959). Ряд исследователей древних организмов уже высказывали предположения об аналогичных связях между планктоном, с одной стороны, и бентосом и нектоном — с другой (Зима, 1976, 1981).

Перечисленные особенности морских биоценозов и роль в их составе планктона заставляют считать, что их изучение должно предварять любые другие исследования, относящиеся к палеобиогеографии и палеоэкологии бентосных и нектонных организмов в крупных палеобассейнах, каким является, например, силурийский бассейн на Сибирской платформе. Проводимые здесь большой исследовательской

группой работы (Силур Сибирской платформы, 1979, 1980а, 1980б, 1982) по экостратиграфии основывались до последнего времени только на изучении бентосных групп или суммарного, в некоторый степени механически объединенного сообщества бентосных (кораллы, трилобиты, брахиоподы, криноидеи, мшанки, гастроподы, строматопораты, тентакулиты), нектонных (конодонты) и планктонных (акритархи, хитинозои и граптолиты) групп. В настоящей работе делается первая попытка целостного комплексного изучения силурийского сибирского планктона, так как именно в экологически близких группах планктона проявляются сходные требования к изменениям среды, в связи с чем возможно изучение размеров, формы и структуры ареалов их совместного распространения. Как известно, для этого необходимо определить весь видовой состав и ареалы, занимаемые установленными видами.

В основе представляемой работы лежит тщательное исследование силурийских акритарх, хитинозой, граптолитов из разрезов, расположенных в основном в северо-западной части Сибирской платформы (реки Горбиачин, Кулюмбе, Мойеро, Курейка — см. табл.). Надо отметить, что без такого изучения любые палеоэкологические построения будут бездоказательными. Например, трудно оценить и использовать в качестве сравнительного материала ряд работ, содержащих детальные экостратиграфические выводы или дробные биостратиграфические зональные схемы при отсутствии прилагаемой к ним полной монографической обработки и описания палеонтологических остатков, которые могут дать исходный материал для выделения (био-, эко-, фило-) зон и будут учтены при сравнении. Материал по каждой из приведенных групп сибирского силурийского планктона монографически обработан и опубликован (Силур Сибирской платформы, 1980а,

Таблица

**Структура планктонных сообществ в стратиграфических подразделениях
силура Сибирской платформы**

Стратоны, район	Акри- тархи	Хити- нозои	Грап- толиты	Итого экз.	Акри- тархи	Хити- нозои	Грап- толиты	Итого видов
	Экземпляры, кол-во %				Виды, кол-во %			
Низы мойеро- канской свиты, р. Мойеро Чамбинская сви- та, р. Горбиачин Чамбинская сви- та, р. Кулюмбе Верхи чамбин- ской свиты, р. Горбиачин Низы угиюкской свиты, р. Гор- биачин Угиюкская сви- та, р. Горбиачин Тукальская сви- та, р. Курейка		45/15	260/85	305		2/15	12/85	14
		220/20	960/80	1180		20/37	34/63	54
	512/76	12/2	153/22	677	21/48	8/18	15/34	44
	10/8	64/50	53/42	127	2/9	12/58	7/33	21
	10/11	61/68	19/21	90	2/9	12/58	7/33	21
	389/62	209/33	28/5	626	47/60	21/26	11/14	79
	293/90	30/10		323	48/85	7/15		55
Итого в лландо- вери	1214/36	641/20	1473/44	3328	50/38	33/26	45/36	127

1982) либо находится в печати. На его основе появилась возможность сравнить и сопоставить планктонные сообщества, принимая их как биоценозы видов, существовавших в сходных и захоронившихся в близких к прижизненным условиях. Авторы пока не принимают во внимание возможную дифференциацию по глубинам отдельных видов каждой из рассматриваемых планктонных групп, так как большинство видов современного планктона эврибатны и могут встречаться в пределах широкого диапазона глубин, в зависимости от времени (года, сезона), места (типа бассейна) и их онтогенетических особенностей (Богоров, 1974). Кроме того, имеющиеся сведения о характере распределения граптолитов, акритарх и хитинозой (Berry, Boucot, 1972; Kaljo, 1978; Jacobson, 1979; Grahn, 1978; Urban, Kline, 1970) и их возможной видовой дифференциации по глубинам требуют уточнения, детализации и специальных работ.

В современных морях зоопланктон, испытывая вертикальные миграции с амплитудой до 1000 м в сутки, для благоприятного питания и размножения концентрируется большей частью в определенных районах, преимущественно в верхних 30—50 метрах водной массы. Фитопланктон, горизонтальное распределение которого почти целиком зависит от течений, способен все же к некоторым автономным горизонтальным и вертикальным перемещениям в процессе репродуктивных циклов. Таким образом, в длительные (геологические) отрезки време-

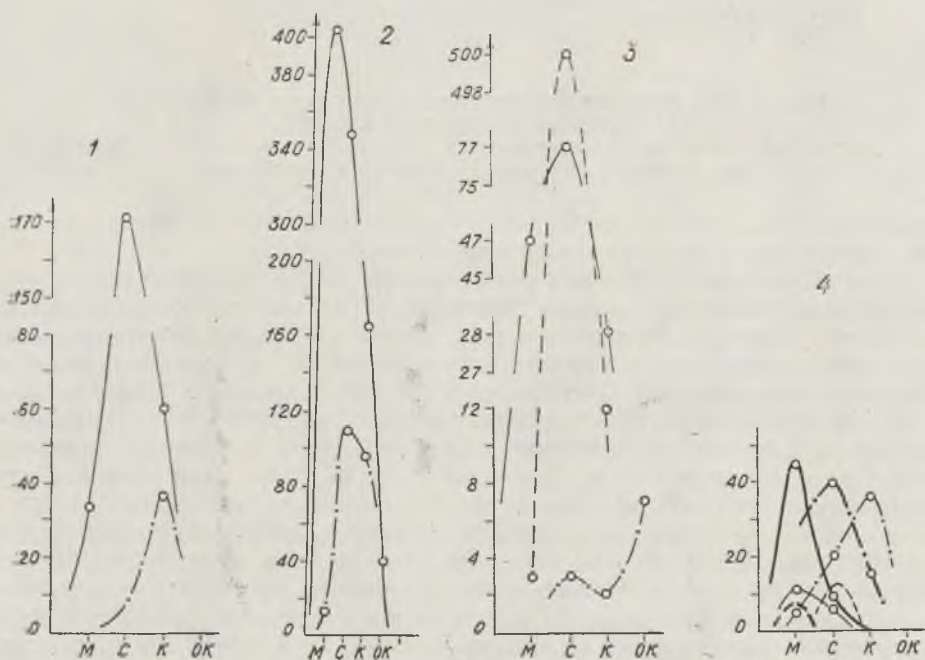


Рис. 1. Распределение количества экземпляров по размерам. Сплошными линиями показаны граптолиты, прерывистыми — акритархи, прерывистыми с точками — хитинозой (м — мелкие, с — средние, к — крупные, ок — очень крупные). 1 — низы мойероканской свиты (р. Мойеро), 2 — чамбинская свита (р. Горбиачин), 3 — чамбинская свита (р. Кулюмбе), 4 — толстыми линиями обозначены верхи чамбинской свиты (р. Горбиачин), тонкими линиями — низы угийской свиты (р. Горбиачин).

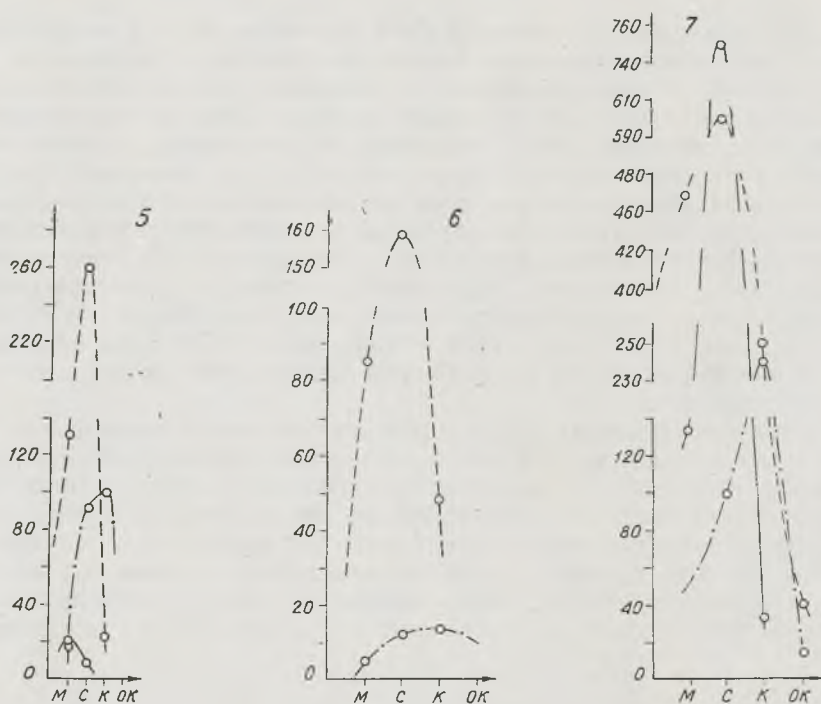


Рис. 2. Распределение количества экземпляров по размерам.

См. условные обозначения при рис. 1.

5 — угийюкская свита (р. Горбиачин), 6 — тукальская свита (р. Курейка), 7 — лландоверийский ярус (Сибирская платформа).

ни сообщества фито- и зоопланктона могут быть приурочены к строго определенному площадному ареалу обитания.

При палеорекострукциях очень важен вопрос о соотношении проекции на дно бассейна ареала обитания планктона и площади захоронения его остатков. Как отмечал Ф. Геккел (1974), наиболее остро эта проблема встает при изучении микрофоссилий (в нашем случае — акритарх и хитинозой). В отношении же сибирских силурийских граптолитов можно отметить, что находки: а) сообществ, характеризующихся структурой неперемещенных сообществ, б) целых крупных форм, в) симбиозов видов, г) синрабдосом — позволяют считать, что граптолиты захоронялись там в тех фациальных обстановках, в которых или над которыми они обитали (Сенников, 1976; Силур Сибирской платформы, 1980а). Можно полагать, что во всех этих случаях, несмотря на горизонтальный снос, конфигурация проекции прижизненного положения планктонных групп на дно бассейна сохраняется, хотя и несколько расширяется ее площадь (Зима, 1976, 1981). На предлагаемых гистограммах (рис. 1, 2) отражено количество экземпляров и их размеры (крупные, средние, мелкие) для каждой из планктонных групп в пределах разных свит и разных фациальных зон силура Сибирской платформы. Количество видов (см. таблицу) показывает, насколько разнообразен биоценоз, а видовой состав — насколько он эндемичен. Размеры же экземпляров дают возможность в определенной степени судить о палеообстановках. В граптолитовых сообществах присутствие большого числа мелких (юных) форм свидетельст-

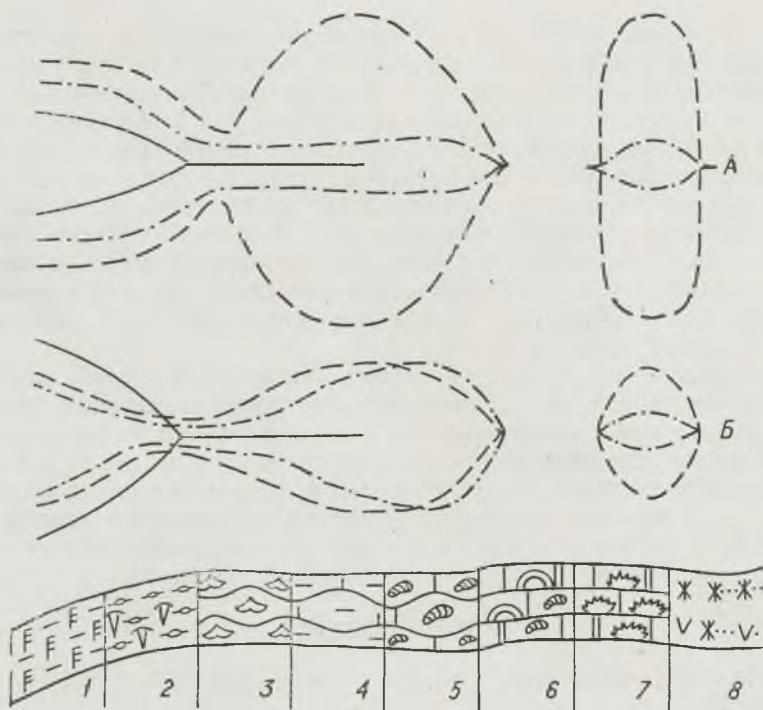


Рис. 3. Связь структуры силурийского планктона Сибирской платформы с фациальными комплексами.

См. условные обозначения при рис. 1.

Комплексы: 1 — граптолитово-аргиллитовый, 2 — трилобитово-известняковый, 3 — брахиоподово-известняковый, 4 — ракушничково-мергельный, 5 — кораллово-известняковый, 6 — биостромный, 7 — водорослево-известняково-доломитовый, 8 — пестроцветный гипсоносный терригенный.

А — распределение количества видов, В — структура биомассы.

вует, кроме того, о благоприятной обстановке для развития половым путем (образование сикул), а наличие гигантских форм — об обстановках, стимулирующих бесполое размножение (почкование — увеличение числа особей в колонии) (Сенников, 1976; Силур Сибирской платформы, 1980а).

На границах свит, например чамбинской и углюкской (см. рис. 1), меняется структура планктонных сообществ (по количеству экземпляров мелких, средних и крупных форм), в то время как видовой состав остается прежним (Силур Сибирской платформы, 1980а). Так, по граптолитам зональные границы проходят в средних частях свит. Эти данные по количественному изменению структур сообществ планктонных организмов могут быть использованы для комплексного палеонтологического обоснования границ региональных стратиграфических подразделений. Сводные графики распределения хитинозой, акритарх и граптолитов в лландовери Сибирской платформы (см. рис. 2) показывают сходную тенденцию в их количественном распределении.

Древний зоопланктон, как и современный, в общем повторяет конфигурацию распространения фитопланктона, располагаясь вторым, более удаленным от берега поясом (рис. 3). Наиболее плотное населе-

ние силурийского сибирского зоопланктона зафиксировано по краям зон обильного распространения фитопланктона. В целом ареалы распространения как современного, так и древнего зоопланктона и фитопланктона частично накладываются друг на друга. Анализ изменения количества видов и биомассы планктонных организмов в силурийских фациальных комплексах Сибирской платформы показал, что хитинозои близки по характеру распределения количества их видов к зоопланктону (граптолитам), а биомассы — к фитопланктону (акритархам) (рис. 3). Употребляемый нами термин «биомасса» выражает здесь общее количество живой массы организмов, сформировавшейся за определенный отрезок времени и отнесенной ко всей площади бассейна (Богоров, 1974).

Комплексное изучение планктона силура Сибирской платформы показало необходимость опережающего проведения таких исследований по сравнению с аналогичными исследованиями по нектону и бентосу. Последовательное изучение соотношений планктона и бентоса с нектоном (продуцентов и консументов) позволит выявить закономерности в трофических связях силурийских морских сообществ на Сибирской платформе и взаимосвязи как между организмами в сообществах, так и между сообществами и средой обитания.

ЛИТЕРАТУРА

- Богоров В. Г. Биологическая структура океана. — ДАН СССР, 1959, т. 128, № 4, с. 819—822.
- Богоров В. Г. Планктон Мирового океана. М., 1974. 320 с.
- Геккел Ф. Распознавание мелководной морской палеообстановки осадконакопления. — В кн.: Условия древнего осадконакопления и их распознавание. М., 1974, с. 253—317.
- Зима М. В. Распространение граптолитов в палеозойских морях и типы граптолитосодержащих пород. — В кн.: Пятидесятилетие советской палеонтологии и вопросы систематики древних организмов. Л., 1976, с. 171—179.
- Зима М. В. Углеродистые граптолитосодержащие породы как показатель обстановок осадконакопления. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных и редких металлов в черносланцевых формациях. Фрунзе, 1981, с. 116—123.
- Сенников Н. В. Граптолиты и стратиграфия нижнего силура Горного Алтая. М., 1976. 274 с.
- Силур Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения. Новосибирск, 1979. 93 с.
- Силур Сибирской платформы. Граптолиты и хитинозои. Новосибирск, 1980а. 88 с.
- Силур Сибирской платформы. Опорные разрезы северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск, 1980б. 183 с.
- Силур Сибирской платформы. Разрезы, фауна и флора северо-западной части Тунгусской синеклизы. М., 1982. 187 с.
- Соколов В. С., Жамойда А. И. Некоторые проблемы изучения органического мира пелагиали древних морей и океанов. — В кн.: Планктон и органический мир пелагиали в истории Земли. Л., 1979, с. 5—9.
- Berry W. B. N., Boucot A. J. Silurian graptolite depth zonation. — Publ. 24th Internat. Geol. Congr., sect. 7, 1972, p. 59—65.
- Grahn V. Chitinozoan stratigraphy and palaeoecology at the Ordovician-Silurian boundary in Skane, southernmost Sweden. — SGU, 1978, Ser. C744, Ars. 72, No. 6, p. 1—16.
- Jacobson S. Acritarchs as paleoenvironmental indicators in Middle and Upper Ordovician rocks from Kentucky, Ohio and New York. — J. Paleontol., 1979, vol. 53, No. 5, p. 1197—1212.
- Kaljo D. On the bathymetric distribution of graptolites. — Acta Paleontol. Pol., 1978, vol. 23, No. 4, p. 523—531.
- Urban J. B., Kline J. K. Chitinozoa of the Cedar City Formation, Middle Devonian of Missouri. — J. Paleontol., 1970, vol. 44, No. 1, p. 69—76.

ФАЦИАЛЬНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ И ТИПЫ ЗАХОРОНЕНИЯ ПОЗВОНОЧНЫХ В ВЕРХНЕМ СИЛУРЕ И НИЖНЕМ ДЕВОНЕ СЕВЕРНОЙ ЗЕМЛИ

**В. Н. КАРАТАЮТЕ-ТАЛИМАА, Э. Ю. МАРК-КУРИК, В. М. КУРШС,
Р. Г. МАТУХИН, В. Вл. МЕННЕР**

Проведенные в 1978—1979 гг. детальные исследования опорных разрезов силура и девона на о-ве Октябрьской Революции архипелага Северная Земля выявили богатейшие местонахождения ископаемых позвоночных: бесчелюстных и рыб. Только в верхнем силуре и нижнем девоне позвоночные собраны на 30 уровнях: в сероцветных, пестроцветных и красноцветных карбонатных и терригенных отложениях, накапливавшихся в нормально-морских условиях или в эпиконтинентальных бассейнах с различной степенью опреснения или засоления вод, с различными гидродинамическими режимами.

Сборы органических остатков, изучение и типизация захоронений позволили не только обосновать биостратиграфические комплексы для местных подразделений, но и выявить литофациальные признаки и интервалы разреза, наиболее перспективные для дальнейших палеонтологических исследований. Было установлено, что ориктоценозы в значительной мере отражают биоценозы позвоночных в позднесилурийских и раннедевонских бассейнах. На этом основании были уточнены палеогеографические условия водоемов. В ряде случаев оказалось, что отложения, рассматриваемые как лагунно-континентальные, содержат обильные остатки форм позвоночных, указывающих на бассейновые, морские условия формирования осадков. Это позволило уже в полевой период отказаться от существовавших ранее представлений о чрезвычайно резкой латеральной изменчивости таких отложений, невозможности использования при их корреляции маркирующих пластов, дальнего прослеживания отдельных пачек. Правильность пересмотра фациальной природы пестроцветных толщ, применения к ним комплексных методик лито- и биостратиграфического изучения бассейновых отложений целиком подтвердилась дальнейшими работами. В короткие сроки удалось впервые провести детальную корреляцию мощных разрезов по рекам Матусевича, Ушакова, Спокойной, Бедовой, Подъемной на о-ве Октябрьской Революции, обосновать критерии выделения местных стратиграфических подразделений и доказать возможность прослеживания по крайней мере некоторых из них на соседних островах архипелага. Полученные выводы отражены в первых региональных стратиграфических схемах силура и девона архипелага Северная Земля (Решения..., 1982).

Ниже в статье приводится характеристика основных типов захоронений позвоночных.

В связи с типизацией захоронений была сделана попытка как можно полнее реконструировать внешний облик позвоночных и подразделить их на бентосные, нектобентосные и нектонные формы. При этом

за основу бралась общая форма тела, его поперечное сечение, присутствие, степень развития и форма плавников, положение ротового отверстия и глаз и другие морфологические признаки.

Более полно сохраняются в ископаемом состоянии бентосные и нектобентосные формы, живущие на дне или у дна, иногда зарывающиеся в ил. Как правило, они малоподвижны и обладают макро- и мезомерным панцирем, у которого есть больше шансов на сохранение. Тело нектонных форм покрыто микро- или мезомерными кожными окостенениями. Они сохраняются целыми лишь в очень редких случаях, ибо с момента гибели и до захоронения проходит много времени, наружный скелет распадается на составные части и захороняется в разрозненном виде.

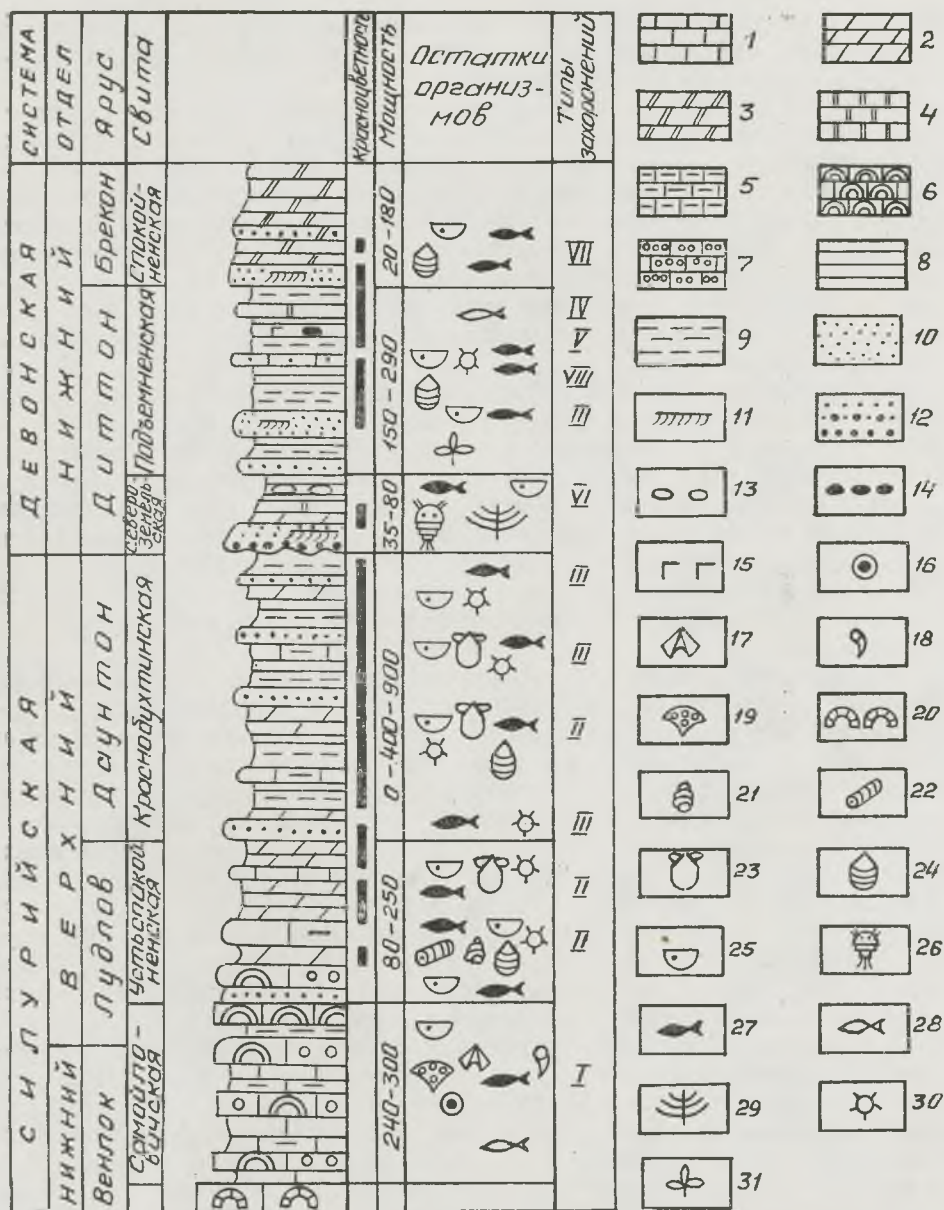
При формировании ориктоценозов большое влияние оказывают гидродинамическая обстановка осадконакопления и деятельность различных бентосных организмов — трупоедов, растаскивающих и дробящих более полно сохранившиеся части скелета. В активной гидродинамической среде происходит не только дробление и сортировка костного материала, но также вынос мелких частиц осадка и обогащение его остатками позвоночных.

Нижнесилурийские отложения Северной Земли представлены преимущественно в карбонатных нормально-морских шельфовых фациях. Начиная с позднего венлока четко проявляются признаки крупнейшей регрессии в бассейне. Вверх по разрезу самойловичской свиты, которая охватывает пограничные слои венлока и лудлова, постепенно уменьшается содержание остатков нормально-морских беспозвоночных — кораллов, табулят, криноидей, брахиопод, в верхней — лудловской — части обильны лишь водоросли, остракоды и иногда позвоночные (рис.). Отложения вышележащей устьспокойненской свиты, где преобладают пестроцветные мергели и глинистые известняки и остатки организмов представлены остракодами, пелециподами, харами и позвоночными, вероятно следует рассматривать как осадки эпиконтинентального бассейна с соленостью, сильно отклонявшейся от нормально-морской. Мощная толща красноцветных, терригенных, бедных ископаемыми отложений краснобухтинской свиты (даунтон) формировалась в опресненном бассейне. Красноцветные и пестроцветные терригенные и терригенно-карбонатные отложения нижнего девона также накапливались в эпиконтинентальных бассейнах, то опресненных, то засолоненных.

Остатки позвоночных в значительных количествах впервые появляются в средней части самойловичской свиты. В верхнем силуре и нижнем девоне они обильны и играют главную роль при определении возраста отложений.

Для средней части самойловичской свиты характерен I тип захоронения позвоночных, связанный с нормально-морскими карбонатными фациями. Эта часть разреза представлена ритмичным чередованием известняков, содержащих обильные раковины остракод, гастропод, иногда брахиопод, редких пластов с лепешковидными и ветвистыми колониями табулят, одиночными ругозами и криноидеями, а также пластов онколитовых и оолитовых известняков, разнообразных строматолитовых известняков и слоев алевролитистых известково-доломитовых пород, лишенных остатков ископаемых.

Структурные и текстурные особенности пород, пропластки ракушечников, обилие онколитов, оолитов и строматолитов указывают на мелководную обстановку. Остатки позвоночных чаще приурочены к



Сводный разрез верхнего силура и нижней части нижнего девона на острове Октябрьской Революции.

Условные обозначения: 1 — известняки, 2 — мергели, 3 — доломитовые мергели, 4 — доломиты, 5 — известняки глинистые, 6 — известняки строматопоровые, 7 — известняки оолитовые и онколитовые, 8 — аргиллиты, 9 — алевролиты, 10 — песчаники, 11 — косая слоистость в песчаниках, 12 — конгломераты. Конкреции: 13 — известковые, 14 — целестиновые, 15 — прослои гипса. Органические остатки. Верхний уровень распространения: 16 — криноиды, 17 — брахиопод, 18 — ругоз, 19 — табуляты; 20 — кораллово-строматопоровые биостромы, 21 — гастроподы, 22 — наутилоиды, 23 — пелециподы, 24 — лингулиды, 25 — остракоды, 26 — эвриптериды, 27 — многочисленные позвоночные, 28 — редкие позвоночные, 29 — вегетативные части харовых водорослей, 30 — гирагониты харовых водорослей, 31 — остатки растений.

пластам известняков, чистых или слабоглинистых, с табулятами, остракодами, онколитами и оолитами, т. е. к осадкам, формировавшимся в активной гидродинамической среде.

В верхах средней части самойловичской свиты на р. Ушакова многочисленные позвоночные обнаружены в серых, зеленовато-серых и бурых известняках желвакового строения, содержащих остатки гастропод, остракод, брахиопод, табулят. Здесь встречаются оолитовые линзы, онколиты, мелкие железисто-карбонатные стяжения. Бентосные формы позвоночных представлены *Dartmuthia* sp., нектобентосные — телодонтами (*Thelodus* sp. nov. 1; *Logania* sp. nov. 1), нектонные — не определимыми точнее анаспидами. Сохранились только дискретные части микро- и мезомерного скелета и мелкие фрагменты макромерного панциря.

Для устьспокойненской свиты характерна приуроченность позвоночных главным образом к наиболее мористым, хотя и крайне мелководным слоям — известнякам и мергелям с остракодами, пелециподами, редкими наутилоидеями, гастроподами, лингулидами, трохилисками. Солевой режим бассейна в это время уже значительно отклонялся от нормально-морского. Захоронения позвоночных близки к I типу, но по ряду особенностей выделены в самостоятельный II тип. В отложениях больше глинистого материала, меньше беспозвоночных, сохранность остатков позвоночных лучше. Изредка встречаются целые панцири.

В низах свиты редкие микроостатки позвоночных (*Tremataspis* sp., *Thelodus* sp., *Logania* sp.) встречаются в прослоях оолитовых и остракодовых известняков. В средней части свиты, в пачке темно-серых и зеленовато-серых известняков и мергелей, содержатся оолиты и сферолиты, а также довольно многочисленные беспозвоночные (остракоды, гастроподы, редкие наутилоидеи и лингулиды) и остатки позвоночных. Среди них относительно много мелких бентосных придонных (*Tremataspis* sp. nov., *Oeselaspis* sp., *Thyestes* sp.) и нектобентосных (*Thelodus* ex gr. *schmidtii*, *Logania martinsoni*, *Phlebolepis elegans*) форм. Нектонные формы представлены анаспидами (*Saareolepis*) и тремя родами акантодов (*Nostolepis*, *Gomphonchus*, *Poracanthodes*). В основном сохранились дискретные части микро- и мезомерного панциря и редкие целые макромерные панцири бентосных форм.

В красноцветной краснобухтинской свите многочисленные микроостатки позвоночных встречаются в редких тонких (1—5 см) линзовидных прослоях серых и пестрых известняков вместе с детритом раковин остракод, пелеципод, харовыми водорослями (трохилисками и умбеллами «верхнедевонского облика»). Многие остатки обросли оболочками радиально-лучистого кальцита. Гидродинамическая среда была довольно активной. Эти захоронения близки к описанным в устьспокойненской свите и отнесены ко II типу. Позвоночные представлены лишь дискретными частями микро- и мезомерного панциря, мелкими фрагментами макромерного панциря. Следует подчеркнуть некоторое увеличение числа нектонных форм: отмечаются четыре рода акантодов — *Nostolepis*, *Poracanthodes* (два вида), *Gomphonchus* (два вида), *Acanthodes* (?). Нектобентос представлен телодонтами (*Goniporvus* sp., *Logania borealis*, *Nikolivia* sp.) и точнее не определимыми гетеростраками. К числу бентосных форм можно отнести *Hemicyclaspis* sp.

К III типу захоронений отнесены находки микроостатков и более крупных фрагментов мезо- и макромерного панциря тех же позвоночных. Приурочены они к пластам мелкокосослоистых алевролитов и

песчаников краснобухтинской свиты. На этих уровнях найдены также редкие целые панцири бентосных (*Didymaspis* sp. nov.) и нектобентосных (*Tolypelepis* sp. nov.) форм. Осадконакопление при формировании данного типа захоронения протекало в активной гидродинамической обстановке. Происходило поступление большого количества терригенного материала, быстрое накопление осадков и переувлажнение. Характерно отсутствие больших скоплений костей позвоночных, поскольку костный материал рассеян в породе.

Отложения краснобухтинской свиты сформировались в эпиконтинентальном бассейне. Постоянная карбонатность отложений свидетельствует о теплом климате. Возможно, краснобухтинскую свиту можно отнести к образованиям подводной части дельты.

Для нижнего девона рассматриваются захоронения в североземельской подъемненской и нижней (терригенной) части спокойненской свиты.

Североземельская свита залегает с размывом на различных горизонтах краснобухтинской и устьспокойненской свит. В ее основании развита пачка конгломератов и косослоистых песчаников, представляющих редкий пример прибрежных отложений. Остатки позвоночных здесь редки, фрагментарны, окатаны и обычно не определены даже до семейства. Выше залегают пестроцветные мергели, а затем серые доломиты, накапливавшиеся в условиях повышенной солености бассейна. Остатки позвоночных в них не найдены.

Уникальные захоронения позвоночных, выделенные в особый, VI тип, обнаружены в верхней части североземельской свиты, которая по составу пород резко отличается от выше- и нижележащих толщ. Тонкослоистые темно-серые аргиллиты откладывались в тиховодном неглубоком бассейне с пониженной соленостью. Почти все остатки организмов обнаружены в известковых конкрециях. Беспозвоночные представлены многочисленными целыми мелкими эвриптеридами и филокаридами, редкими остракодами. Найдены стебли — вегетативные части харовых водорослей, однако гирагониты не встречены. Нормально-морские беспозвоночные полностью отсутствуют. Некоторые конкреции содержат целых рыб или их части с сохранившимся чешуйным покровом, а у акантодов — с отпечатками миомер тела. Среди бентосных форм отмечаются более крупный *Hemicyclaspis* sp. nov., средней величины *Ateleaspis* sp. nov., *Cephalaspis* sp. и совсем мелкие (длиной 3—5 см) *Cephalaspis* sp. sp. Состав нектобентосных форм обедненный, они представлены довольно крупным *Corvaspis* sp. nov. и средней величины *Tesseraspis mosaica*, совсем не встречены телодонты. Отличительной чертой этого несомненно автохтонного захоронения является большое число нектонных форм — единичных анаспид и многочисленных разнообразных акантодов (не менее 5 родов и 12 видов).

В начале образования подъемненской свиты впадина позднесевероземельского бассейна была заполнена зеленовато-серыми песками, в которых встречается растительный детрит и очень редкие остатки позвоночных.

Вышележащие отложения подъемненской свиты явно отражают трансгрессивные тенденции развития бассейна. Осадки резко опресненного, осушенного в пределах отдельных участков водоема сменяются отложениями более устойчивого бассейна с соленостью, временами допускавшей развитие некоторых групп организмов. Среди красноцветных аргиллитов, алевролитов, песчаников появляются прослои алеври-

тистых известняков, изобилующих остатками остракод, харовых водорослей, разнообразных позвоночных. На трех нижних уровнях в этой толще по р. Ушакова и р. Подъемной обнаружены позвоночные единого комплекса, в котором важную роль играет род *Traquairaspis*. В песчаниках найдены лишь микроостатки. В красноцветных алевролитах и глинах позвоночные сохранились значительно лучше (III тип захоронения). Нектобентосные формы — *Traquairaspis* sp., *Tr. cf. symondsi*, *Anglaspis* sp. nov., *Poraspis* sp., *Irregulareaspis* sp., *Corvaspis* sp. — представлены в виде целых, но разрозненных пластин панциря или крупных их частей. Изредка встречаются единичные микромерные чешуи крупной нектобентосной формы *Turinia pagei*, длина которой достигала 40 см, и чешуи нектонных акантодов. Остатки бентосных форм крайне редки (*Cephalaspididae* gen. indet.). Кроме позвоночных, найдены остракоды, лингулиды и гирагониты харовых водорослей.

Захоронения позвоночных в микрокристаллических известняках из верхов средней части подъемненской свиты выделены в VIII тип. Отложения формировались в теплых водах, временами в бассейн поступал плохо сортированный песчано-алевритовый материал. В известняках много крупных раковин остракод (херманнин и лепердиций), часто битых, встречаются гирагониты харовых водорослей и в редких случаях пелециподы. Для остатков позвоночных характерна плохая сортировка и относительно большая фрагментарность. В комплексе имеется очень много нектобентосных форм, представленных микро- и мезомерными частями кожного скелета и мелкими фрагментами макромерного панциря: телодонты (*Turinia pagei*, *T. polita*, *Nikolivia elongata*, *N. sp.*, *Canonia* sp.), гетеростраки (*Corvaspis* sp., *Ctenaspis* sp. nov., *Poraspis* sp., *Protopteraspis* ? sp.). Нектон представлен акантодами (4 рода, 7 видов). Бентосные формы (*Cephalaspis* sp.) играют совсем ничтожную роль.

Сразу же над известняками залегают тонкие прослои сероцветных алевролитов и доломитистых известковистых песчаников. На этом уровне обнаружено автохтонное (?) захоронение редких целых панцирей нектобентосного (или бентосного ?) *Ctenaspis* sp. nov. и нектобентосного *Irregulareaspis* sp. nov. По-видимому, *Ctenaspis* мог зарываться в грунт и отдельные панцири (без хвостового отдела) легко захоронялись (V тип захоронения). Близкое по типу захоронение встречено и выше по разрезу, в верхах нижней части спокойненской свиты, где также обнаружены тонкие прослои сероцветных известковистых песчаников (р. Матусевича) с хорошо сохранившимися редкими панцирями птерасид.

В верхней части подъемненской свиты представлен хорошо выдержанный уровень отложений мелководного бассейна, часто испытывавшего сильное засоление (р. Матусевича, р. Ушакова, р. Спокойная). Он включает пестроцветные алевролиты и доломитовые мергели, прослои доломитов, содержащие конкреции целестина, местами тонкие линзовидные прослои гипса. Лишь в отдельных прослоях встречаются редкие раковины остракод, лингулид (?) и относительно многочисленные фрагменты, разрозненные пластины и целые панцири позвоночных (IV тип захоронения). Первое место по разнообразию и количеству здесь занимают нектобентосные формы. Особенно широко представлены гетеростраки (*Corvaspis* cf. *kingi*, *Poraspis* ? sp., *Irregulareaspis* sp., *Homalaspidella* sp., *Ctenaspis* sp. nov., *Weigeltaspis* sp., *Pteraspis* sp. nov., *Protopteraspis* sp. nov., *Podolaspis* ? sp. nov.), тогда как микромерные чешуи телодонтов наблюдаются редко (*Turinia pagei*, *Nikolivia*

elongata). Бентос (*Cephalaspis* sp.) и нектон (шипы *Onchus* sp.) очень немногочисленны. Для захоронения этого типа характерно небольшое количество микромерных чешуй.

Нижняя часть спокойненской свиты представлена красноцветными алевролитами и косослоистыми песчаниками, в которых в основании серий встречаются прослои костных брекчий (VII тип захоронения). Осадки формировались в гидродинамически активной среде, нередко с сильным течением и очень изменчивым солевым составом бассейна. Среди остатков организмов совсем мало беспозвоночных (остракоды). Найдены редкие трохилистки и иногда прослоями кости разнообразных позвоночных. Обнаружены целые панцири бентосных форм или их части (остеостраки — *Boreaspis* cf. *macrorhynchus*, *Benneviaspis* cf. *lövgreeni*, *Cephalaspididae* gen. nov., *Cephalaspis* sp. 1 и *C.* sp. 2; крупные птераспиды — *Gigantaspis* sp.), многочисленный некто-бентос, в котором важную роль играют птераспиды (*Miltaspis* sp. nov., *Doryaspis* sp. nov., *Gigantaspis* sp. sp.) и плакодермы (артродиры) (*Arctolepidida* gen. nov., cf. *Kujdanowiaspis* sp.). Среди нектона впервые появляются кистеперые (*Porolepis brevis*), а акантоды представлены лишь двумя родами (*Nostolepis* и *Poracanthodes*).

В мелководном опресненном бассейне начала спокойненского времени происходил расцвет и адаптивная радиация птераспид. Обнаружены хорошие пловцы с удлинненным веретеновидным телом (*Miltaspis*), специализированные формы с сильновыпуклым брюхом и верхним ротовым отверстием (*Doryaspis*), приспособившиеся, видимо, к верхнему питанию, и более широкие крупные придонные формы (*Gigantaspis*). Среди бентосных остеостраков также немало специализированных форм с панцирями причудливой формы, занимавших разные экологические ниши. Микромерные части скелета в захоронении этого типа встречаются в ничтожном количестве (телодонтов почти нет, акантодов очень мало). Формы, покрытые мезомерным кожным покровом, сохранились в виде разрозненных чешуй, а макромерные панцири — в виде крупных фрагментов или частей. Реже встречаются почти целые панцири. Активная гидродинамическая среда — сильные подводные течения — способствовала выносу как мелких частиц осадка, так и мелких частей скелета позвоночных.

Среди рассмотренных восьми типов захоронений только два можно считать автохтонными (V и VI). Остальные относятся к числу аллохтонных, однако во всех случаях, видимо, перенос не был особенно далеким и мог происходить в пределах той же фациальной зоны. Поэтому рассмотренные ориктоценозы, с учетом особенностей захоронения, могут отражать состав биоценозов.

В захоронениях первых трех типов соотношение бентосных, некто-бентосных и нектонных форм, по всей вероятности, отражает количественный их состав в биоценозах. В захоронениях IV, VII и VIII типов произошла переработка танатоценозов в сторону их обогащения остатками мезо- и особенно макромерных панцирей. В соответствующих им биоценозах число нектонных форм было безусловно больше. Состав V типа захоронений явно обедненный. В него попали лишь донные и придонные формы, а остатки обитавших в толще воды нектонных форм практически отсутствуют. В данном случае автохтонное (?) захоронение представляет лишь часть биоценоза. Наиболее полный состав сообщества позвоночных представлен в захоронениях VI типа. Лишь в таких захоронениях нектонные формы дошли до нас в наиболее полном родовом и видовом составе.

ЛИТЕРАТУРА

Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири: 1979 г. Часть 2. Средний и верхний палеозой. Новосибирск, 1982.

Литовский научно-исследовательский геологоразведочный институт, Вильнюс;
Институт геологии АН ЭССР, Таллин;
ВМНПО «Союзморинжгеология», Рига;
Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск;
Институт геологии и разведки горючих ископаемых АН СССР, Москва

ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ РАСЧЛЕНЕНИИ НИЖНЕДЕВОНСКИХ — ВЕРХНЕЭМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ МЕЖДУРЕЧЬЯ ИНДИГИРКИ И КОЛЫМЫ В ЦЕЛЯХ КРУПНОМАСШТАБНОГО КАРТИРОВАНИЯ

Е. П. СУРМИЛОВА, М. Н. ПОТАШОВА, В. Ф. БАРСКАЯ,
В. С. ШУЛЬГИНА

В междуречье Индигирки и Колымы, охватывающем восточные отроги системы Черского на западе и большую часть Юкагирского плоскогорья на востоке, к нижнему девону—верхнему эмсу отнесены карбонатные отложения, однородные и фациально выдержанные в различных структурно-фациальных зонах. Это нелюдимская свита в Омuleвской, калгарская свита в Момской и эльгенекская в Приколымской зонах (рис. 1). Их характеристика и подробное описание присутствия им органических остатков неоднократно приводились в литературе (Дубатовлов, 1969, 1975; Алексеева, Сидяченко, 1968; Барская, 1975, 1980; Барская, Поташова, 1977; Поташова, 1977, 1979; Сидяченко, 1980 и др.). Рассматриваемая карбонатная толща, в которой преобладают биоморфные и биоморфно-детритовые известняки, большей части исследователей представлялась однородной и при среднемасштабном картировании не расчленялась. Предложенные палеонтологические комплексы (брахиоподовые и коралловые) не могли служить основой ее внутреннего деления и четкой корреляции в разноудаленных разрезах.

Детальное комплексное изучение нижнедевонских—верхнеэмских отложений, проведенное авторами в различных структурно-фациальных зонах этого сложного в геологическом плане региона (рис. 2), показало, что неоценимую помощь при детальном расчленении и корреляции разрезов оказывают палеоэкологические исследования.



Рис. 1. Схема расположения выходов нижнедевонских — верхнеэмских отложений междуречья Индигирки и Колымы.



Рис. 2. Литолого-стратиграфический разрез нижнедевонских—верхнеэмских отложений междуречья Индигирки и Колымы.
Условные обозначения: 1 — известняки, 2 — органодетритовые известняки, 3 — глинистые известняки, 4 — доломиты, 5 — алевролиты и аргиллиты, 6 — песчаники и конгломераты.

Наряду с исследованием особенностей состава и строения толщи, была выявлена взаимосвязь между фациальными типами осадков и закономерностями расселения организмов (Сурмилова, 1980). Поскольку табуляты являются одной из самых характерных групп раннедевонской фауны изученного региона, их эволюция прослежена наиболее детально, выявлена связь условий осадконакопления с изменением структуры и состава палеосообществ и степень их влияния на формирование основных морфологических признаков табулятоморфных кораллов (Поташова, 1977, 1979). По совокупности признаков предлагается трехчленное деление изученной толщи, отвечающее трем различным этапам формирования осадков, существенным изменениям в характере палеосообществ и особенностям их захоронения. Установлена закономерная смена типов осадков и связанных с ними организмов как по разрезу, так и по площади.

Сформировавшаяся на протяжении первого этапа **нижняя часть толщи** (40—340 м) наиболее фациально изменчива и представлена разнообразными доломитами и известняками, содержащими прослой пестроокрашенных гравелитов, песчаников, конгломератов, преимущественно известковистых и сосредоточенных в низах разреза (рис. 3). Доломиты образуют иногда довольно мощные пачки. Все карбонатные породы содержат алевролитовую или песчаную примесь кварца, которая распределяется обычно послойно, подчеркивая параллельную тонкоритмичную слоистость. В нижней части разреза повсеместно возрастает роль терригенных пород, увеличивается процент (до 30 %) терригенной примеси в карбонатных породах. Горизонты гравелитов, конгломератов относительно маломощны и появляются, по-видимому, у подножия палеоподнятий, к которым в рассматриваемый период относился Оломонский массив. Возможны и более мелкие локальные поднятия и неровности морского дна, где в начале раннедевонского этапа также формировались крупнообломочные породы. Вблизи поднятий в песчаных и алевролитовых породах наблюдается косая и волнистая слоистость.

Органические остатки в этих отложениях встречаются редко. Обычно они сосредоточены на наиболее удаленных от береговой линии уча-

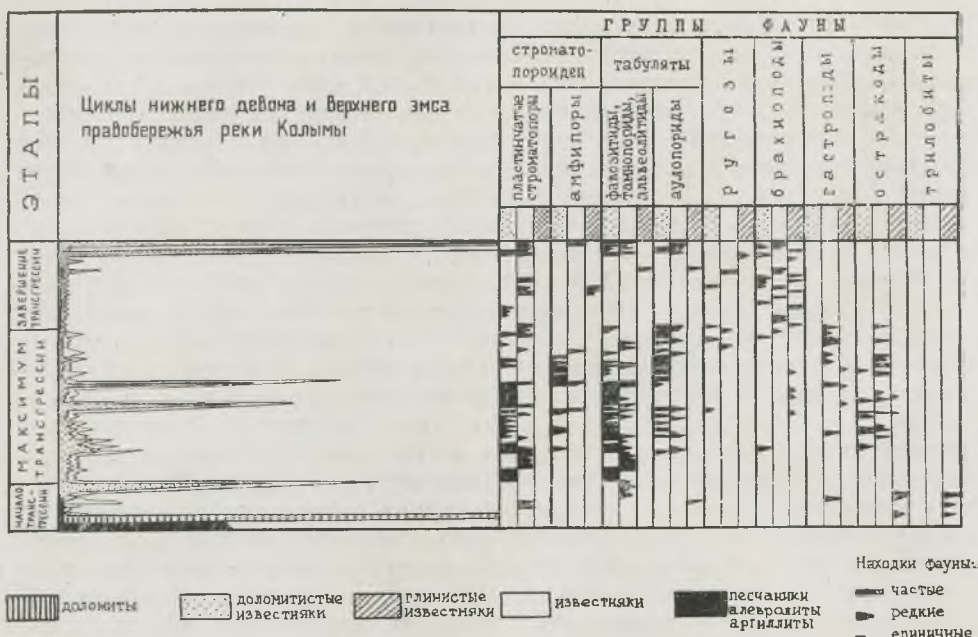


Рис. 3. Изменение вещественного состава и комплексов основных групп фауны в течение раннедевонского трансгрессивного цикла.

стках, где преобладают карбонатные отложения. Здесь встречаются табуляты, строматопораты, остракоды, брахиоподы, криноидеи, реже трилобиты и гастроподы (рис. 3). Табуляты встречаются либо в форме единичных разрозненных колоний, либо образуют небольшие скопления, бедные в систематическом отношении. Преобладают массивные, неправильной формы колонии *Favosites socialis*. *F. yermolaevi*, *Caliopora macroporosa* и рамозные полипняки *Pachyfavosites hidensiformis*, *Striatoporella multiporifera*, *Yacutiopora* ex. gr. *altaica*, а также ветвистые колонии *Thamnopora nana*. Количество экземпляров каждого из этих видов невелико и приблизительно одинаково, доминирующего вида не выделяется. Колонии табулят мелкие. Кораллиты, как правило, не достигают максимальной величины, характерной для данного вида. Стереоплазматические утолщения у рамозных и ветвистых форм развиты слабо. Однако диаметр пор и расстояния между их центрами и днищами близки к величинам, приводимым обычно для данных таксонов. Сравнение этих экземпляров с особями тех же видов, происходящих из других регионов или других стратиграфических уровней, показало, что захоранивались, как правило, юные формы, еще не сформировавшие основных признаков, характеризующих данный вид. Полипняки табулят часто имеют выросты неправильной формы, связанные с включением в тело колонии терригенных частиц. Особи табулят в слое перемежаются с редкими колониями строматопорат, нарастания одних колоний на другие не наблюдается. Большинство табулят захоронено на месте своего обитания или вблизи него. Разрозненные раковины брахиопод, остракод, обломки щитов трилобитов, обрывки стеблей криноидей, обломки раковин гастропод

приурочены обычно к прослоям известняков. Каких-либо последующих изменений и сгуженности остатков этих организмов не отмечается. Особенности захоронения органических остатков свидетельствуют о большой скорости осадконакопления на первом этапе, препятствующей нормальному развитию фауны. Кроме того, существенное влияние на условия жизнедеятельности организмов оказывали изменения гидрорежима морских бассейнов, опреснение которых вдоль побережья становилось весьма существенным за счет стока большого количества пресных вод с прилегающих участков суши.

Средняя часть толщи (200—400 м) характеризуется более однородным строением. В этом интервале повсеместно отмечается ритмичное переслаивание биоморфных, биоморфно-детритовых известняков с доломитистыми мелкозернистыми известняками, содержащими обычно от 3—4 до 15 % алевритовой, реже песчаной примеси кварца. Границы между прослоями параллельные, часто волнистые, с карманами, заполненными песчано-известковым материалом. Все породы однородной серой и темно-серой окраски. Биоморфные и биоморфно-детритовые известняки сложены преимущественно остатками разнообразных кишечнополостных, сцементированных мелкозернистым кальцитом. Ритмичность подчеркивается не только чередованием крупных прослов, но и, в пределах более мелких слагающих элементов, послойным распределением терригенной примеси, с одной стороны, и характером распределения организмов — с другой.

Наибольшее разнообразие фаунистических групп в целом, а также видового и родового состава в пределах одной группы и основная часть биомассы приурочены именно к этой части разреза. Колонии кишечнополостных образуют обширные коралловые луга, фон населения которых составляют многочисленные сферические и караваеобразные крупные колонии фавозитид: *Favosites admirabilis*, *F. tam-milatus*, *Squamofavosites (Dictyofavosites) concentricus*. Резко изменяется структура коралловых сообществ II этапа. Возрастает количество особей *Favosites socialis*, вид становится доминирующим. Его особи характеризуются разнообразными формами колоний. Полипники крупные, часто правильные цилиндрические или близки к ветвистым. Кораллиты сильно дифференцированы по величине и достигают максимальных размеров, отмечаемых для данного вида; стереоплазматическое утолщение интенсивно развито. Увеличивается количество особей *Striatoporella multiporifera*, *St. gratica*, *C. macroporosa*. Часто встречаются отдельные участки, заселенные исключительно тонкими ветвистыми колониями *Thamnopora nana*, отличающимися от представителей того же вида, известных из отложений I этапа, более крупными размерами полипников, максимальными размерами кораллитов, более интенсивным стереоплазматическим утолщением на периферии ветвей. Из ветвистых табулят также нередки колонии *Echyropora kolymica*, *Yacutiopora dogdensis*. Строматопораты на этом этапе наиболее многочисленны. Они имеют караваеобразную, корковидную или лентообразную форму. Отсутствие следов повреждений и правильная ориентировка колоний табулят и ценостеумов массивных строматопорат свидетельствуют об их прижизненном захоронении. Отмечаются случаи нарастания колоний друг на друга. Амфипоры часто являются пороодообразующими. Они слагают тонкие (50—70 см) прослои, чередующиеся с прослоями коралловых известняков. Ценостеумы их нередко слабо окатаны и ориентированы длинными осями вдоль напластования пород. Палеоэкологические особенности сообществ, а

также богатство и разнообразие их систематического состава в этот период свидетельствуют об установлении благоприятных условий для жизнедеятельности морских организмов. Образованию коралловых биогермов, по-видимому, препятствовал периодический привнос с прилегающих континентов и локальных поднятий тонкого терригенного материала и формирование терригенных илов. Относительно редкие брахиоподы сосредоточены в глинистых и алевроитистых известняках, где, кроме них, часто присутствуют обломки криноидей, створки гастропод и остракод, но уменьшается количество табулят и строматопорат.

Верхняя часть толщи (100—400 м), соответствующая III этапу, отличается от средней присутствием в разрезе мощных горизонтов доломитов, глинистых известняков и мергелей. На отдельных изолированных участках появляются глинистые, известково-глинистые и углисто-глинистые сланцы. Последние обычно присутствуют лишь в самых верхах разреза. Породы серые и темно-серые, массивной текстуры, в отдельных пачках появляется грубая слоистость, параллельная или волнистая. Часты локальные размывы на поверхностях напластования. Прослои биоморфных и органогенно-детритовых известняков более редки, чем в средней части, и сложены обычно остатками кишечнополостных одного, реже двух видов. Среди кишечнополостных преобладают тамнопориды. Усиливается роль ругоз, брахиопод. Иногда появляются остатки псилофитов. Колонии тамнопорид и строматопорат обычно не сохраняются в прижизненном положении, как это имело место в средней части. Сокращается количество экземпляров и видов табулят,меняется их систематический состав. Наряду с ветвистыми колониями *Thamnopora nana* и *Th. elegantula*, появляются пластинчатые и инкрустирующие колонии *Caliapora khurata*, *C. marina*, *Alveolites taimyrensis*, *Crassialveolites* sp.

Массивные колонии *Squameofavosites spiridonovaensis*, *Heliolites* sp. (табл.) имеют небольшие размеры и неправильную уплощенную форму. Кораллиты их являются мелкими, толстостенными, диаметр пор меньше обычного, расстояние между порами и днищами резко сокращено, что свидетельствует о замедленном росте колоний, связанном, вероятно, с неблагоприятными условиями, а возможно, и с засолением

Таблица

Изменение формы полипника табулят в течение раннедевонского трансгрессивного цикла

Этап	Частота, форма колонии		
	Доминируют	Встречаются	
		часто	редко
III	с.	п.	в.
II		с. р. в. а.	
I	р.	в.	с.

Условные обозначения: с. — сферические, п. — пластинчатые, р. — рамозные, в. — ветвистые, а. — аулопороидные.

бассейна. Колонии табулят редкие, разобщены между собой. Крупные колонии строматопорат образуют иногда небольшие скопления. Большинство колоний кишечнополостных перевернуты и несут следы посмертных повреждений. Створки брахиопод обычно поломаны, разрознены, очень редки целые раковины.

Смена условий захоронения организмов свидетельствует об изменении режима морских бассейнов и чередовании относительно спокойных периодов, на протяжении которых основные группы фауны продолжали свое существование, с периодами массовой гибели организмов и их последующими перемещениями.

Отмеченные выше закономерности смены вещественного состава и экосистем прослеживаются на огромной территории междуречья Индигирки и Колымы, в разноудаленных структурно-фациальных зонах. Такая выдержанность в направлении изменения условий осадконакопления не случайна и связана, по-видимому, с глобальными изменениями уровня Мирового океана в раннем девоне, следствием чего явилась морская трансгрессия, охватившая большую часть территории Северо-Востока СССР. Отмеченные выше этапы могут рассматриваться как стадии развития этой трансгрессии. Ранняя стадия характеризовалась резким расширением площади морского осадконакопления и привнесом в бассейн большого количества терригенного материала, обеспечившим быстрое захоронение органических остатков, представленных, как правило, юными формами. Море было мелководным и в прибрежных частях слегка опресненным за счет стока речных вод. Далее следует этап относительной стабилизации нормально-морских условий осадконакопления, когда среда была наиболее благоприятна для формирования и развития многочисленных и разнообразных палеообществ. Завершающий этап отличается сокращением площади морского осадконакопления, обмелением морского бассейна и некоторым засолением и заиливанием в его прибрежных частях, повлекшими за собой изменение в составе органического мира, гибель ранее известных его представителей и замещение их другими, более жизнеспособными формами.

Эта этапность осадконакопления хорошо фиксируется и может служить основой для корреляции разрезов и детального расчленения нижнедевонских—верхнеэмских свит на более мелкие стратиграфические единицы при крупномасштабном картировании.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева Р. Е., Сидяченко А. И. Корреляция основных разрезов девонских отложений Северо-Востока СССР. — Материалы по региональной геологии Сибири (сообщение по девону Сибири). Новосибирск, 1968, с. 38—39.
- Барская В. Ф. Нижнедевонские табуляты правобережья Колымы. — В кн.: Биостратиграфия девона и карбона Сибири. Новосибирск, 1975, с. 32—37.
- Барская В. Ф. Стратиграфическое распространение табулят в девонских отложениях Среднего Приколымья и Момского хребта. — Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 433. Девон и карбон Азиатской части СССР. Новосибирск, 1980, с. 82—104.
- Барская В. Ф., Поташова М. Н. Распределение табулят в эльгенёвской свите Известкового карьера (правый борт р. Колымы, выше притока Эльгенек). — В кн.: Новое о фауне и стратиграфии среднего и позднего палеозоя СССР. М., 1977, с. 13—21.
- Дубатов В. Н. Табуляты и биостратиграфия нижнего девона Северо-Востока СССР. М., 1969, с. 132—133, 146—148.

- Дубатовов В. Н. Индигиро-Колымская и Монголо-Охотская зоогеографические провинции в девоне (по материалам изучения табулят). — В кн.: Биостратиграфия девона и карбона Сибири. Новосибирск, 1975, с. 7—19.
- Поташова М. Н. Ревизия группы видов *Favosites socialis* Sokolov et Tesakov. — В кн.: Новое о фауне и стратиграфии среднего и позднего палеозоя СССР. М., 1977, с. 22—33.
- Поташова М. Н. Об объеме родов *Thamnopora* Steininger и *Gracilopora* Tchudinova. — В кн.: Фауна и стратиграфия среднего и верхнего палеозоя Сибири. Новосибирск, 1979, с. 44—48.
- Сидяченко А. И. Стратиграфия девонских отложений Момского хребта (Северо-Восток СССР). — Сов. геология, № 2, 1980, с. 60—68.
- Сурмилова Е. П. Особенности осадконакопления в девоне Приколымья. — Изв. высш. уч. зав. Геология и разведка, 1980, № 4, с. 42—49.

Аэрогеологический трест № 3,
Москва;
Московский государственный
педагогический институт

B. SOKOLOV

**ECOSTRATIGRAPHY, ITS PLACE AND ROLE IN MODERN
STRATIGRAPHY**

Considering the temporal and spatial characteristic features of the stratisphere its mosaic and heterogeneous nature, as fundamental bases for stratigraphy serve firstly, the classical Stenon's principle, secondly, the principle of homotaxy by Huxley, and, thirdly, the principle of transmission of the correlative function or chronological interchangeability of signs.

General principles of stratigraphy are completely realized in ecostratigraphy. Zone is the main elementary (but divisible) unit of the standard stratigraphical scale, however, zonal biostratigraphical subdivisions serve as the main elements for regional stratigraphy as well. They form the framework of a regional correlation chart and lead to establishing of such an important stratigraphical unit as regional stage.

The general aim of the project "Ecostratigraphy" was the improvement of biostratigraphical methods for correlating different facies of ancient basins. Reconstruction of paleoecosystems must stand upon a complex of all possible investigation methods (particularly paleobiological and lithological). Of significance is to reveal the causal relations between different aspects determining the biofacial sense of associations and lithofacial structure of the basin.

Erroneous is the idea that ecostratigraphy replaces biostratigraphy. We face the necessity of the paleontological (geohistorical) comprehension of paleoecosystems, careful development of the specific terminology and classification.

Department of Geology, Geophysics and Geochemistry,
Acad.Sci. USSR, Moscow

V. KRASSILOV

**GLOBAL EVENTS AS A FRAMEWORK OF ECOSTRATIGRAPHICAL
CORRELATION**

Stratigraphy is a study of spatial and temporal order of the geological bodies. In formal stratigraphy, this goal is pursued by following some empirical rules (Steno, Smith, etc.) neither of which explains or predicts a succession of fossils or other stratigraphical characters. Formal correlation is essentially statistical. Evolutionary stratigraphical theory is capable of some predictions, based e.g., on ancestor—descendant relations. However, relations of this kind in their turn need stratigraphic corroboration, and the reasoning is more often than not circular. Actually the orderliness of strata emerge from certain interactions of tandem systems, such as cosmic—geological of lithospheric—biotic. Analyses of these interactions lay at the core of ecostratigraphy, and the global geobiotic events which emerges from them form a framework of ecostratigraphical correlation.

The procedure of correlation starts with the selection of markers — beds showing some unique stratigraphical characters — and scrutinizing them for possible causative events. For those markers which reflect global events should be corresponding

(though often dissimilar) markers in different facies realms and they can be used for wider marker-to-marker interfacies and interprovincial correlation.

Institute of Biology and Pedology,
Far-East Sci. Centre, Acad. Sci. USSR,
Vladivostok

V. SAPELNIKOV

THE SIGNIFICANCE OF STAGES IN ORGANIC EVOLUTION FOR PRACTICAL ECOSTRATIGRAPHY

The author proposes to make distinction in the organic evolution of two notions — stage and period. Periodicity reflecting successive changes of local paleoecosystems (or separate groups of organisms) appears as an event occurring practically within one—time—coordinate. Stages are displayed over a wide spatialtime range in a planetary or subplanetary scale. Unlike periodicity, it fixes securely the turning points in the evolution of the whole bio- and geosphere of the Earth — the main datum mark of the geochronological and the standard stratigraphic scale. In the ecostratigraphical practice the problem of stages transforms into a more particular problem of community changes in time. There can be distinguished evolutionary changes and a succession. The former is defined by the ancestor-descendant formula and can be found within large lithofacies; succession manifests itself in a definite discreteness of alternating communities (disappearance of ancient and a cryptogenic birth of a new species) and is usually resulted by facies changes. Lithostratigraphic subdivisions and their boundaries set up in terms of a succession are purely of local importance. Subdivisions defined by the evolutionary community change may appear as chronostratigraphic ones; they play the key role for any stratigraphic construction in every concrete section. The recognition and mutual usage of periodicity (succession) in the evolution of isolated phyla represent one of the most promising trends in practical ecostratigraphic researches.

Institute of Geology and Geochemistry,
Urals Sci. Centre, Acad. Sci. USSR,
Sverdlovsk

M. SENKEVICH

EVOLUTION OF THE PALEOZOIC LEPIDOPHYTES AND ECOSTRATIGRAPHY

Evolutionary rate of Lepidophytes relates directly to regressions caused in the Devonian by the uplift and evidently by orogeny in pre-Early Eifelian. This is proved by the appearance of several new taxa and extinction of the earlier ones in Late Siegenian, Early Eifelian and Early Frasnian (Table 1).

Lepidophytes of the same species differ in number in both the marine and continental paleoecosystems respectively, as most of the taxa depend on the environments.

The conclusions made by A. Boucot (1975, p. 334) about the longer time duration of the animal cosmopolitan taxa against the provincial taxa and "thus the cosmopolitan taxa tend to be cosmopolitan both in time and space", are applicable to plants either (Lepidophytes properly). This point is clearly demonstrated by cosmopolitan *Protolpidodendron scharianum* Kr., widely known within the entire Middle Devonian and *Leptophloeum rhombicum* Daws. in the Late Devonian and Early Carboniferous. The bases of the corresponding biozones are considered as the Lower/Middle Devonian and Middle/Upper Devonian boundaries, respectively.

If the provincial barriers hinder the migration and movement resulted in "restriction of many taxa to their areas of origin" (Boucot, 1975, p. 265), these barriers, if they really exist, prevent the distribution of plants with their specific reproduction mode insignificantly. Therefore the plants present one of the main groups in Phanerozoic which enable planetary correlations of marine and continental life environments and prove their significance in ecostratigraphy.

South Kazakhstan Board of Geology,
Alma-Ata

R. EINASTO

MAIN STAGES OF DEVELOPMENT AND FACIES MODELS OF THE EAST BALTIC SILURIAN PERICONTINENTAL BASIN

Three macrostages have been distinguished:

1. Early—Middle Llandovery. A large gulf-like depression — Baltic syncline was formed. In its deeper part in conditions of decompensation there accumulated fine terrigenous muds enriched by organic matter. Different shallow-water carbonate deposits were formed on the shelf and on the gentle continental slope there appeared cyclically alternating carbonate-terrigenous muds. There was a regression of the sea at the end of the Llandovery. In the depression part of the basin the break almost did not occur.

2. Late Llandovery—Early Ludlow. Tectonic regime stable, inflow of carbonate-terrigenous matter inconstant and moderate, facial zonality distinct. Shelf facies widened in the result of Wenlock regression. An intense inflow of fine terrigenous material took place at the end of the stage; in all facies belts (beside the shoaly one) sedimentation became considerably overcompensated.

3. Middle Ludlow—Gedinnian. Rather intensive inflow of the fine terrigenous material from rising Scandinavian caledonids. This suppressed carbonate accumulation considerably (especially in the transgressive stage of mesocycles) and resulted in gradual filling of the depression.

Institute of Geology,
Acad. Sci. of the Estonian SSR, Tallinn

**J. PAŠKEVIČIUS, A. BRAZAUSKAS, P. LAPINSKAS,
V. KARATAJŪTE-TALIMAA, P. MUSTEIKIS, V. SALADŽIUS,
N. SIDARAVIČIENE**

DISTRIBUTION OF THE SILURIAN FAUNA AND CORRELATION OF DIFFERENT FACIES IN THE SOUTH-EAST BALTIC

In the South-East Baltic area the Silurian system is up to 1260 m thick, all stratigraphical subdivisions are presented, different facies and rich faunal assemblages occur.

The Silurian is divided into two macrocyclites with transgressive and regressive series of sediments and a number of cyclites of a lower rank.

Two groups of facies are distinguished according to the occurring marine and transitional environments. Correspondingly there were different hydrodynamic conditions: below and above the base of wave action or in conditions of their weakened activity.

A detailed stratigraphic subdivision of rocks and the correlation of different facies were based on: 1) structural-facies zonation of the territory; 2) ascertainment of lithologic complexes and their tracing in some structural-facies zones; 3) complex study of fauna and compilation of zonal schemes for different structural-facies zones;

4) lithological correlation of sections of different structural-facies zones when studying the sections of transitional type and fixing geological events common to all zones (datum horizons, cyclites, etc.); 5) paleontological correlation of sections of different structural-facies zones when determining the succession and changes of faunal complexes (biozones) of different structural-facies zones and in the sections of transitional type, comparing the zones of different faunal groups and defining their stratigraphical position on the graptolitic scale.

The main aim of an ecostratigraphical study is the exact correlation of stratons of different facies origin and tracing of chronostratigraphical levels. The studies carried out permitted to establish the position of stratons in the carbonate facies in terms of the graptolite zonation.

Vilnius State University;

Lithuanian Research Institute of Geological Prospecting,

Vilnius

**R. EINASTO, A. ABUSHIK, D. KALJO, T. KOREN,
T. MODZALEVSKAYA, H. NESTOR**

SILURIAN SEDIMENTATION AND FAUNA OF THE EAST BALTIC AND PODOLIAN MARGINAL BASINS, A COMPARISON

The East Baltic and Podolian Silurian basins, situated in the western part of the East-European platform have undergone a relatively thorough investigation (see literature in Кальо и др., 1983; Предтеченский и др., 1983). The structure and development of the two compared basins have a number of similar and different features.

The East Baltic basin has the shape of a deep bay, facies belts are wide, dip of the sea-bottom is correspondingly gentle. Migration of the shore line and facies belts during the Silurian regression reaches hundreds of kilometre.

The Podolian basin is a narrow marginal sea with a great dip of the sea-bottom and narrow facies belts the migration of which has been some tens of kilometre.

The main trends of the development are similar, except the beginning and the end of the Silurian. In Podolia sedimentation began only in the latest Llandovery. It is followed by the maximum transgression in the Early Wenlock which coincides in both basins. The following Wenlock was mostly regressive, reaching the maximum in the Rootsiküla and Bagovitsa time respectively. The maximum of the Ludlovian transgression in the East Baltic is marked by the beginning of the Uduvere Beds, in Podolia — the Sokol Formation and the following regression maximum, correspondingly by the Tahula Beds of the Kuressaare Formation and by the Prigorodok Formation.

The development in the Pridoli is different; in the north transgression is followed by regression during which the sea retreated from Baltic, in Podolia, however, the transgression maximum was reached at the end of the Silurian (Dzvenigorod Formation) and at the beginning of the Devonian (Borshchov Formation).

Tracing the stratigraphical boundaries turns to be easier along facies belts. Facial control over the distribution of fauna is especially remarkable in Podolia where the transition from the shore to deep sea is very rapid.

Institute of Geology, Acad. Sci., Estonian SSR, Tallinn;

All-Union Geological Institute, Leningrad

**EXPERIENCE OF RECONSTRUCTION OF THE JARUGA AND
MALINOVTSY (PODOLIAN SILURIAN) BENTHIC COMMUNITIES**

Facies conditions from the open shelf to shoals and inshore lagoons were changing repeatedly during the Jaruga and Malinovtsy sedimentation megacycles of the Podolian Silurian pericontinental marine basin. There were benthic communities, which consisted of benthic algae, vagile benthos—trilobites and attached benthos—corals in different facies zones. Blue-green and green algae in these communities were the producers. They were forming separate accumulations and brushwoods. The populations were placed irregularly, regularly, by group in a combined way. The content and structure of a community were controlled by facies conditions and by the position of producers.

A community which appeared in the Terebtsy time (Late Llandovery) was the first one in the Podolian Silurian. It consisted of green algae, some corals and trilobites. Blue-green algae were producers and trilobites were consumers in the Restevo communities. The Demshin communities consisted of blue-green algae, trilobites and corals. The trilobite number was considerably reduced in the Sursha time. Communities formed small local accumulations, consisting of algae and corals. There was a tendency to the bioherm formation. This tendency was realized in the Muksha time, when organic buildups were formed in the shoaly shelf. The populations of trilobites inhabited only in interbioherm facies. The organic buildups were also being formed in the Konovka and Grinchuk times. A specific content of the communities has been given as well.

Institute of Geological Sciences,
Acad. Sci. Ukrainian SSR, Kiev

E. KLAAMANN

**THE TABULATE COMMUNITIES AND BIOZONES
OF THE EAST BALTIC SILURIAN**

The tabulate coral and heliolitid communities in the East Baltic Silurian were formed under the influence of evolutionary, hydrodynamic and other environmental agents. The first of these factors determined the general composition of communities whereas the other ones were reflected in the shape of the coral colonies, and in diversity and number of communities. The more the basin was facially differentiated, the greater was the number of various communities.

The range of communities in different parts of the paleobasin was unequal, excluding the possibilities for elaborating by tabulate corals a biozonal scheme valid for the whole basin. The sections of the shoal facies can be subdivided in more detail as the taxonomic and morphological diversity of corals was the greatest in this facies belt. The organic buildups (bioherms, biostromes, patch-reefs) were restricted to the shoal sedimentary barriers. Subdivisions of the biozonal scheme of the shoal deposits approximately correspond to the regional substages. In the open shelf and slope facies belt the occurrences of the tabulate corals were scattered. The composition of communities was stable during considerable periods corresponding to the regional stages and formations.

Institute of Geology,
Acad. Sci. Estonian SSR,
Tallinn

DISTRIBUTION OF TRILOBITES IN DIFFERENT FACIES OF THE EAST BALTIC SILURIAN

About 35 trilobite genera are known from the East Baltic. Their stratigraphic distribution is given in the table. Areal distribution of trilobites is directly connected with the facial zonality of the basin: their generic composition (Fig. 1) changes gradually along the paleoslope; especially distinct changes take place in the specific composition (Fig. 2).

In the Silurian within the same facies belt the main composition of trilobites changes as follows.

1. Shallow-water facies belt. The Llandovery is dominated by the lichid-illaenid fauna. In the Wenlock illaenids disappear, lichids are prevailing; in the Ludlow proetids and encrinurids predominate.

2. Open shelf facies belt. In the Llandovery the illaenid-encrinurid fauna is predominant. In the Wenlock it is replaced by the calymenid-encrinurid fauna, in the Ludlow and Pridoli by the proetid-calymenid fauna.

3. Slope and depression facies belts. Llandovery deposits are dominated by the encrinurid-phacopid fauna; in the Wenlock phacopids disappear, calymenids and dalmanitids are prevailing. In the Ludlow calymenids, proetids and aulacopleurids are prevalent, anew appear phacopids.

The restricted taxonomic composition of Pridolian trilobites is partly due to the absence of relatively deep-water sediments in the East Baltic.

Species of different facies belts have certain morphological features (Fig. 3), showing the adaptability of trilobites which has been used as an environmental indicator.

Institute of Geology,
Acad. Sci. Estonian SSR, Tallinn

L. GAILITE

THE LATE SILURIAN OSTRACODE COMMUNITIES OF LATVIA

The Upper Silurian communities of ostracodes were the richest ones in Latvia. In the Ludlow the following six communities can be distinguished: 1) *Craspedobolbina lietuvensis*, *Saccellatia oleskoensis*; 2) *Amphitoxotis curvata*, *Craspedobolbina ezerensis*; 3) *Hammariella pulchrivelata*, *Saccellatia oleskoensis* — which are typical in marls and clays deposited offshore together with graptolites of *nilssoni*, *scanicus* and *tumescens* zones. The third community occurs also in younger carbonate open shelf deposits. 4) *Neobeyrichia lauensis*, *N. ctenophora*; 5) *Neobeyrichia regnans*, *Hemsiella loensis*, *Undulirete balticum*; 6) *Calcaribeyrichia altonodosa*, *Plicibeyrichia numerosa*, *Hemsiella loensis*. The fourth of the above mentioned communities is found both in marls formed in the offshore belt and in near-shore biomorphous limestones, the fifth community is abundant in marls and limestones deposited in open shelf conditions, the sixth occurs in near-shore biomorphous limestones.

In the Downton aerally uniform and stratigraphically different zonal communities are distinguished, i.e. 1) *Frostiella groenvalliana*, *Neobeyrichia incerta*; 2) *Nodibeyrichia tuberculata*, *Hemsiella latviensis*; 3) *Juviella piltenensis*, *Orcofabella* sp. sp., *Venzavella* sp. sp.; 4) *Nodibeyrichia jurassica*, *Kloedenia leptosoma*. They occur in detritic marls and limestones formed in open shelf and near-shore conditions.

All-Union Marine Scientific-Producing
Enterprise "Sojuzmorinzhgeologia", Riga

**DISTRIBUTION OF OSTRACODES IN DIFFERENT PŘIDOLIAN
FACIES OF LITHUANIA**

The Sutkai and Ariogala profiles (Central Lithuania) are composed of 30 borings cross facial zonality of the Pridoli deposits (Fig.). The following ostracode communities have been identified in these profiles:

- a community occurring in the inner part of the open shelf of the Minija time,
- a community occurring in the semiisolated lagoons of normal salinity (conditionally are here also included ostracodes of the reef facies) of the Minija time,
- a community occurring in more isolated lagoons of normal and higher salinity of the Minija time,
- a shelf community of the Jura time.

The first community is characterized by a great amount of specimens (up to 600 ones in a sample weighing 1—2 kg), some taxons obviously predominant, a relatively (as compared to the community from semiisolated lagoons) poor taxonomic composition (Table 1). The community is very similar to those occurring in the shallow-water belt in Latvia and Estonia (Гайлите, 1972).

In the deposits of semiisolated lagoons of normal salinity of the Minija time the general amount of ostracodes decreases (rarely exceeding 100 specimens in a sample) but their taxonomic composition is more varied (Table 1). The semiisolated lagoonal community is identical with that of the inshore belt of the North Baltic (Гайлите, 1972). In reef facies ostracodes, according to the data available, represent an impoverished assemblage of fauna of semiisolated lagoons.

In deposits of more isolated lagoons of normal and higher salinity of the Minija time the community is poor and its characteristic species (Table 1) — *Gannibeyrichia tumida* (forms accumulations) and *Bingeria supinata*.

The shelf community of the Jura time differs essentially from the open shelf one, as well as from lagoonal communities of the Minija time, by a small number of specimens and different species but some taxons (*Cavellina*, *Kuresaaria*, *Amygdalella*) obviously predominate.

The decrease of the number of ostracodes and their specific variability higher in the sequence of the Pridoli does not take place gradually but by certain stages, the beginning of which has been timed to more clayey deposits of lithological complexes (beds) No 1, 4 and 6 (Tables 1, 2).

Certain species do not appear or disappear simultaneously in the open shelf or lagoon facies (*Hemsiella latviensis*, *Neobeyrichia buchiana*, *Hemsiella margaritae* and *Neobeyrichia alia*).

Lithuanian Research Institute of
Geological Prospecting,
Vilnius

D. KALJO, V. VIIRA, T. MÄRSS, V. NESTOR

**THE NEKTIC, NEKTOBENTHIC AND PLANKTONIC COMMUNITIES
(FISHES, AGNATHANS, CONODONTS, GRAPTOLITES, CHITINOZOANS)
OF THE EAST BALTIC SILURIAN**

Variability of the named groups is considerably lower as compared to the benthic composition. Weaker should also be the relations with the sea bottom (facies).

Material for the investigations was collected from four borings. The sites of the boreholes by facies belts are given in Fig. 1. The samples (37, weighing more than

300 g) were dissolved and the taxonomic composition (number of taxons) and the amount (the scale see table 1) of organic remains were determined. The results of the analysis are given in tables 2 and 3 and Fig. 2. Facial characteristics of rocks were defined by using the facial model for the East Baltic Silurian (Нестор, Эйнасто, 1977; Кальо, Вийра, Клааманн и др., 1983).

Agnathans and fishes are of more or less similar distribution: their taxonomic variability and number increase generally coastwards. They are mostly distributed in the shelf (neritic area).

Conodonts are also distributed mainly in the neritic area. Especially abundant are they in the shoal belt. In the latter and in the open shelf belt their number and variability are greater than by the abovenamed vertebrates.

The taxonomic variability and number of chitinozoans grow offshore reaching the maximum at the shelf margin, particularly in the upper part of the slope belt.

Graptolites are almost completely related to the deep part of the basin.

Planktonic organisms (graptolites and chitinozoans) as a rule, preferred to live in deep sea, in shallow sea they were rare or totally lacking. Nekton and nekto-benthos, on the contrary, were mostly connected with the neritic part of the sea.

The reasons of these relations are not clear yet but the data available allow us to conclude that the distribution of organisms who lived in the water-layer was influenced by the bottom or, generally speaking, by the whole marine ecosystem.

Institute of Geology,

Acad. Sci. of Estonian SSR, Tallinn

M. RUBEL, D. PAK

RESULTS OF THE QUANTITATIVE STRATIGRAPHIC CORRELATION OF THE EAST BALTIC UPPER SILURIAN

The data on the distribution of vertebrates, ostracodes, brachiopods, chitinozoans, conodonts and trilobites from five East Baltic Upper Silurian sections have been processed by the algorithm STAND in order to establish the temporal relationships between these sections. Three composite standards were calculated by each group: for all sections together and for two relatively off-shore and three on-shore sections separately. The same composite standards were calculated using all distributional data together. The number of taxa included into these standards (1) as well as the number of datum planes in each standard (2) are shown in Table 2.

The use of these standards in the dating of the sections did not give the same results. The contradictive conclusions can be avoided using joint standards (all data together). A joint standard common for all five sections is used for the dating of boundary stratotypes of four regional stages: K₂, K_{3a}, K_{3b} and K₄ (text-figs. 6—10). In some sections the computer calculated positions do not coincide with the boundaries suggested in previous works. It can be concluded that some intervals with abrupt changes in sedimentation rates are not exactly contemporaneous in all sections studied.

Institute of Geology,

Acad. Sci. Estonian SSR,

Tadjik State University, Dushanbe

A. ISTCHENKO, L. KORENCHUK

ALGAE IN THE VENDIAN AND SILURIAN ECOSYSTEMS OF PODOLIA

Vendian basin of Podolia was an epicontinental sea with terrigenous sedimentation, the Silurian one was a part of a pericontinental sea with terrigenous-carbonaceous sedimentation. In the Vendian basin only a single ecosystem was established, in the

Silurian one several ecosystems which correspond to facies belts of the shelf: open shelf, shoal, inshore lagoon.

Algae dwelled in all Vendian and Silurian ecosystems. Their development was connected with quantity of solar energy they consumed.

The Vendotaenides had a large photosynthetic surface, high productivity and biomass. The Silurian blue-green and green algae were of small productivity in the open-shelf zone. But their productivity was rapidly increasing in organic buildups where algae promote to frame-building.

Vendian climatic conditions were reconstructed by geochemical data. Micro- and macroplankton, filamentous and crust algae and medusoids were dwelling in inshore biotype in arid climate. Vendotaenides and mud-eaters were dwelling in open shelf zone in the conditions passing to humid climate.

Institute of Geological Sciences,
Acad. Sci. Ukrainian SSR, Kiev

E. RADIONOVA, R. EINASTO

**THE ALGAL COMMUNITIES, THEIR FACIES RELATIONS
IN THE EAST BALTIC WENLOCK AND LUDLOW**

This paper deals with the specific features of the systematic composition and morphology of organic buildups composed of calcareous algae in Wenlock and Ludlow multifacies shallow carbonate deposits of the East Baltic. Calcareous algae together with stromatolites form a continuous ecological succession. They have been identified in all facies from the offshore (near-shoal) part of the lagoonal facies belt to the upper (forbar) part of the open shelf. The shoaly bar belt is characterized by a greater variability in species composition and by the larger amount of algal remains. Within this belt, the features of the composition and morphology of organic buildups allow us to distinguish backbiohermal, biohermal and forbiohermal facies trends which are each subdivided into two facies. The main growth forms of algae in all facies are overgrowths of various kinds: unattached forms are onkolites, and attached are crusts (which do not differ from stromatolites). Each facies has its own characteristic morphological features (Fig. 4).

Higher in the section in the middle of the Rootsiküla Stage (the Wenlock/Ludlow boundary in Estonia) due to regression in the development of the basin gradual impoverishing of the group composition of the algal complex takes place. Higher still, beginning with the Soeginina Beds, the variability of algal biota is restored again (table). In this way the composition of algal communities reflects facial symmetry at the Wenlock/Ludlow boundary. The systematic composition of algae is associated also with changes unconnected with facies. These changes give the peculiarities of algal communities an important stratigraphical meaning.

Almost complete disappearance of calcareous algae at the boundary of the Kuressaare and Kaugatuma stages (roughly the Ludlow/Pridoli boundary) was evidently connected with the starting inflow of clayey terrigenous material into the basin.

Geological Institute,
Acad. Sci. USSR, Moscow;
Institute of Geology,
Acad. Sci. Estonian SSR, Tallinn

**STRATIGRAPHIC FACIES MODEL OF THE SILURIAN, LOWER AND
MIDDLE DEVONIAN OF THE WESTERN SLOPE OF THE POLAR URALS**

In the Silurian and Lower and Middle Devonian deposits of the western slope of the Polar Urals (of the Elezkaia geotectonic zone) three main facies belts could be distinguished: shelf lagoon, barrier reef, open shelf. The barrier reef existed since the Early Silurian on the external margin of the carbonate platform, being the main factor controlling the formation of shelf deposits. Westwards from the reef a wide (hundreds of km) shelf lagoon occurred with a partly limited free water-exchange. In the lagoon cyclic clastic, limestone and mainly dolomite deposits were formed. Eastwards from the reef the open shelf occurred with a clear uncompensated sedimentation where silicite, shales and nodular limestones were formed. Width of the open shelf was tens of km and its deposits were transitional to the deep-water deposits of the continental slope and ocean floor (of the Lemvinskaya geotectonic zone).

Since the Early Silurian to the Middle Devonian the barrier reef (5—10 km wide) migrated for 10—15 km south-eastwards towards the open shelf. The short distance of the migration indicates the stability of the continental margin during the studied period and the direction of the migration indicates the regressive evolution of the basin.

Geological Producing Enterprise

"Polyarnouralgeologia", Vorkuta

V. SHUYSKY

**SOME RESULTS OF THE PALEOECOLOGICAL STUDY OF THE UPPER
SILURIAN AND LOWER DEVONIAN REEFS OF THE URALS**

The geological production of an ecosystem and the possibility of its quantitative representation have been discussed. There are typical examples of the alternation of the geological productivity of the Lower Devonian and Upper Silurian ecosystems of the western slope of the Urals. The cyclic structure of the biogenous limestones reflects the development of ecological successions.

The serial, subclimax and climax communities have been described. Organic buildups may appear on each level of the development of a community. The last stage of this succession has been represented by typical reefs which were composed by the climax communities. Main features of the latter are density of the populations, taxonomical variability and biomass.

Institute of Geology and Geochemistry,

Urals Sci. Centre, Acad. Sci. USSR,

Sverdlovsk

O. BOGOYAVLENSKAYA, N. DANSHINA, M. FEODOROV

**ON THE AMPHIPORA COMMUNITIES IN THE SILURIAN AND
DEVONIAN OF THE URALS AND VOLGOGRAD AREA**

Stromatoporoids with a delicate subcylindrical coenosteum commonly known as *Amphipora* s.l. are wide-spread in the Middle Paleozoic of the Urals and the adjacent regions. Two main ecological types of *Amphipora* settlements could be distinguished.

1. *Amphipora*-meadows spread over an area of some tens of square kilometre. They were formed by relatively delicate coenostea ($\varnothing$ 5 mm) growing axes parallel to

the substrate. Amphipora meadows developed in a shallow brackish-water environment on the initial stage of transgression after a subaerial break in sedimentation.

2. Extent of Amphipora-banks is limited to the areas of some tens of square metre and they often formed a base for bioherms. In Amphipora-banks the diameter of coenostea is greater (10—15 mm) and probably they grew in vertical direction. Amphipora-banks formed in normal-salinity conditions on the shallow offshore shoals.

Sverdlovsk Mining Institute

L. NEKHOROSHEVA, D. PATRUNOV, N. SHURYGINA

**ECOSTRATIGRAPHIC ESTIMATION OF THE RANGE AND
BOUNDARIES OF REGIONAL AND LOCAL SILURIAN UNITS
OF SOUTHERN NOVAYA ZEMLYA**

A complex lithological and biostratigraphical study of the Silurian of the southern part of Novaya Zemlya enabled to subdivide the section into local units corresponding to stages in the development of fauna and facies. Environmental changes and related events in biocoenosis are discussed by using the ecostratigraphic evidence for the Llandoveryan part of the section studied. The Upper Llandovery, Wenlock, Upper Ludlow and Pridoli were found to be the best correlative levels in carbonate sections of Southern Novaya Zemlya. These levels correspond to the times when the most open-marine sedimentary environments occurred.

A taxonomic study of faunal communities showed their close similarity with coeval faunas of the Baltic, West Uralian, and Siberian Seas (in particular, during the Early Silurian) as well as with those of Canadian Arctic Archipelago.

The Ludlow/Pridoli boundary is the most distinct level. It is marked by an abrupt facies and faunal change, and being a boundary of major sedimentary cycles it is related to the eustatic lowering of the sea level.

The Llandovery/Wenlock boundary is marked by a considerable facies change and low diversity of fauna. Like the boundary mentioned first, this is related to the lowering of the sea level (slower in this case) which has not caused strong changes in a sedimentation system. However, the fact is reflected in gradual disappearance of Llandovery and appearance of Wenlock representatives of fauna. The Wenlock/Ludlow boundary is the least distinct showing no changes in faunal composition and facies.

Geological Producing Enterprise

"Sevmorgeologia", Leningrad;

Geological Producing Enterprise

"Uralgeologia", Sverdlovsk

**S. CHERKESSOVA, V. BONDAREV, L. NEKHOROSHEVA,
D. PATRUNOV**

**TYPICAL EARLY-MIDDLE DEVONIAN ECOSYSTEMS OF THE
CARBONATE PLATEAU IN SOUTHERN NOVAYA ZEMLYA**

The relationship between organisms and their habitats is exemplified by an ecosystem of the back-reef zone. It allowed to conclude the necessity of using facies by the solution of any stratigraphic problem. A succession of stratigraphic schemes is proposed, viz., basin—provincial—regional—planetary. A subdivision of particular sections is expressed by a facies change reflecting the development of the section with time. Sections in a correlation scheme are arranged with respect to facies series crossing a basin and reflecting its facies division. A biostratigraphic scale of the unified part of the scheme is based on the combination of assemblage zones and

lineages of major orthostratigraphic faunal groups. The section "characteristic fauna" deals with faunal assemblages with respect to a particular facies, formation and type of a section.

Geological Producing Enterprise
"Sevmorgeologia", Leningrad

G. PIANOVSKI

**PALEOECOLOGICAL-TAPHONOMIC PECULIARITIES
OF LATE LLANDOVERIAN GRAPTOLITE ASSOCIATIONS
IN THE KARAKCHATAU AND GOBDUNTAU MOUNTAINS
(WESTERN PART OF THE SOUTHERN TIEN SHAN)**

Original mass burials of graptolites from a narrow stratigraphical interval at the level of the *Oktavites spiralis* Zone have been discovered in shallow water volcanic sedimentary rocks developed in the Karakchatau and Gobjuntau Mountains. These consist of abundant buried colonies with well arranged distribution. The majority of mass burials with maximum content of colonies are observed nearby a lava flow. The number of burials and their colonies decreased as they moved off from lava bodies. Fumarolic and solfataric activity of volcanic regions, taking place between eruptions of volcanoes has been suggested as the most possible reason causing the appearance of the mentioned peculiarities in the distribution of the studied graptolite burials. Paleogeographical and chemical conditions of the Late Llandovery basin are also examined.

Central-Asiatic Institute of
Geology and Mineral Resources,
Tashkent

R. RINENBERG

**PECULIARITIES OF THE SILURIAN STRUCTURAL-FACIES ZONES
OF THE SOUTHERN SURROUNDINGS OF FERGHANA DEPRESSION
(THE SOUTHERN TIEN SHAN)**

For the last decades numerous fossils in various rocks have been found in the surroundings of the Fergana depression. Silurian and Lower Devonian rocks with graptolites were subdivided into zones and beds and those with shelly fauna—to regional stages.

The analysis of the facies and thickness gives us the possibility of marking out about 20 structural-facies zones and subzones in the interval Silurian-Lower Devonian of the region under study. Seven zones among them are situated on the northern slopes of the Turkestan and Alai ranges.

There was a sea basin with a relatively flat bottom everywhere in the Llandovery, so deposits are alike in lithology and thickness.

In the Wenlock there appeared differentiation of sedimentary conditions, increasing to the end of the Silurian and deposits are characterized by mixed composition and thickness variation, both vertically and laterally. The structures formed in the Silurian were generally inherited in the Early Devonian.

The profiles of the sublatitude direction through Silurian deposits in the area of the Turkestan and Alai ranges show that there were regions with different conditions of sedimentation within the same water basin: coastal, relatively elevated (sea shallows), similar to coastal reefs and open sea.

Institute of Geology,
Acad. Sci. Kirghizian SSR, Frunze

**EXAMPLES OF CONSEQUENT REPLACEMENT OF BRACHIOPOD
COMMUNITIES IN THE LOWER DEVONIAN OF CENTRAL KAZAKHSTAN**

There was an attempt to reconstruct Early Devonian brachiopod communities from terrigenous deposits of Pribalkhash horizon in the North Balkhash area (Upper Gedinian—Lower Siegenian) and from the Kazakh horizon (Upper Emsian) of the most southern part of the Karaganda basin.

In Pribalkhash horizon up the sequence a relatively deep-sea *Coelospira* community is replaced by *Leptostrophia* community which has occupied wide shallow water belt. The latter is replaced by the *Sieberella-Tastaria* community which habitated under nonstable conditions in the sublittoral shallow water belt. According to A. Boucot the first community belongs to benthic assemblage 4. Two other ones are referred to benthic assemblage 3. The change of fauna is accompanied by alterations in the lithology of rocks. All data indicate that the Pribalkhash horizon is an example of regressive series.

The lower part of the Kazakh horizon consists of littoral deposits. Higher they are replaced by deposits with remains of brachiopods belonging to two monotaxon communities — *Dagnachonetes* and *Nurochonetes* which inhabited the transient zone a little deeper in the uppermost part of the sublittoral. They both belong to benthos assemblage 2. In the middle part of the Kazakh horizon there are deposits with communities of big *Spiriferid*, *Strophomenid*, *Howellella* and *Chonetid* which probably occupied the middle part of the shelf with optimal living conditions for benthic fauna (benthos assemblage 3). Higher the deposits again contain only a monotaxon *Chonetid* community, characteristic of the transient zone (benthos assemblage 2). The top of the sequence consists again of littoral and continental deposits. The Kazakh horizon is a typical transgressive-regressive series of sediments.

Palaeontological Institute,
Acad. Sci. USSR, Moscow

V. KRASNOV, S. STEPANOV, L. RATANOV

MIDDLE PALAEOZOIC REEF SYSTEMS IN SIBERIA

On the basis of long-term investigations of carbonate rocks in the Altai-Sayany region and West Siberian Plate, fossil reefs of various structures are established in the Pridoli, Devonian and Tournais. These reefs were developed on shallow shelf and on the boundary of it with the deep-sea trough. Individual table reefs, reef knolls and carbonate banks occur on the shallow shelf. They may be arranged into groups or belts and form the positive relief of the sea floor. The narrow reef belts and individual build-ups occurred on the shallow shelf and along the periphery of carbonate platforms (Nurolskaya depression). The Frasnian-Givetian reef belt extends from the South Gorny Altai far to the north along the western boundary of Kalbanyan and Kolyvan-Tomsk zones. In the structure it reveals analogies with the reefs of Kamsk-Kinel systems of trough and system of reef depression in the Eastern Urals. The Early Devonian and Eifelian reefs were found within shallow shelf, evidently east of some depression system forming a separate reef belt. Pridoli and Gedinian reefs are arranged in a special belt. Reef belts have south-north orientation. Separation of reef belts agrees with our notions on their migration resulting from sea-level variation. Short characterization of individual reef structures is given.

Siberian Institute of Geology, Geophysics
and Mineral Resources, Novosibirsk

A. OBUT, N. ZASLAVSKAYA, N. SENNIKOV, L. SHESHEGOVA
COMPLEX ANALYSIS OF SILURIAN PLANKTON OF THE SIBERIAN
PLATFORM

At present acritarchs, chitinozoans, planktic graptolites are known in the composition of plankton from the Silurian basin of the Siberian Platform. In palaeobasins and areas of recent seas distant from continents plankton and its remains are the only direct source of food for animals (both nektic and benthic). This feature of marine biocoenoses and the role of planktic organisms in their composition have revealed the importance of studying plankton in other investigations dealing with palaeobiogeography and palaeoecology of marine organisms from large palaeobasins. The paper has resulted from the investigation of Silurian acritarchs, chitinozoans, graptolites from the sections in the north-western part of the Siberian Platform. The histograms show the number of specimens and their measurements within the range of various facies zones in the Silurian of the Siberian Platform. The number of species shows the diversity of biocoenosis and species composition demonstrates the endemic character of biocoenosis. The measurements of the specimens enable to speak about palaeoenvironments. Suites boundaries show variation in the composition of plankton communities while species composition remains the same. Ancient zooplankton like recent one, has, in general, the configuration of phytoplankton, occupying the position of the second more remote belt. In general, the area of zooplankton distribution corresponds to that of phytoplankton. It is evident that chitinozoans by the character of species distribution stand closer to zooplankton (graptolites) and by biomass to phytoplankton (acritarchs). Complex study of Silurian plankton of the Siberian Platform supports the opinion that investigations of plankton should precede the investigations of nekton and benthos.

Institute of Geology and Geophysics,
Acad. Sci. USSR, Siberian Branch,
Novosibirsk

V. KARATAJÜTE-TALIMAA, E. MARK-KURIK, V. KURSS,
R. MATUHIN, V. MENNER

FACIES RELATIONS AND EMBEDDING TYPES OF VERTEBRATES
IN THE UPPER SILURIAN AND LOWER DEVONIAN
OF SEVERNAYA ZEMLYA

The Silurian and Devonian of Severnaya Zemlya are remarkably rich in vertebrate fossils. In general, 30 levels containing vertebrates were discovered on October Revolution Island in the Upper Silurian and Lower Devonian. This part of the section is subdivided into the Samoilovich, Ustspokoinaya, Krasnaya Bukhta (Silurian), Severnaya Zemlya, Pod'emnaya and Spokoinaya (Devonian) Formations. They consist of grey, varicoloured or red carbonate and terrigenous deposits of normal or restricted marine facies.

Eight embedding types of vertebrates (Fig. 1) have been distinguished. Two of them (V, VI) comprise autochthonous, the other ones allochthonous vertebrates. We can suppose that the vertebrate remains were not transported far and their embedding took place within the same facies belt. Considering the character of embedding the vertebrate oryctocoenoses give an idea of the biocoenoses. In the embedding types I, II and III (the Silurian Samoilovich, Ustspokoinaya, Krasnaya Bukhta Formations, the lower part of the Devonian Pod'emnaya Formation) the ratio of benthic, nektobenthic and nektic forms apparently coincide with that in the biocoenoses. In the embedding types IV, VII and VIII (the middle and upper parts

of the Pod'emnaya Formation, the lower part of the Spokoinaya Formation) the thanatocoenoses were reworked, and in consequence enriched with meso- and macro-meric carapaces of bottom-dwellers. In the biocoenoses the number of nektic forms was doubtless greater. In the case of the embedding type V (the middle part of the Pod'emnaya Formation) the vertebrate assemblage evidently became poorer, the nektic forms were practically lacking and only benthic and nektobenthic ones left. The autochthonous (?) forms represent but a part of the biocoenosis. The most complete vertebrate assemblage is preserved in the embedding type VI (the upper part of the Severnaya Zemlya Formation), where numerous nektic forms occur together with other representatives of vertebrates.

Lithuanian Research Institute of Geological Prospecting,
Vilnius;

Institute of Geol. Acad. Sci. ESSR, Tallinn;

All-Union Marine Scientific-Producing Enterprise

"Sojuzmorinzheologia", Riga;

Siberian Institute of Geology, Geophysics and Mineral
Resources, Novosibirsk;

Institute of Geology and Prospecting of Combustible

Minerals, Acad. Sci. USSR, Moscow

E. SURMILOVA, M. POTASHOVA, V. BARSKAYA, V. SHULGINA

**USAGE OF PALEOECOLOGICAL INVESTIGATIONS
IN LOWER DEVONIAN—UPPER EMSIAN STRATIGRAPHY
OF THE INDIGIRKA-KOLYMA INTERFLUVE FOR
LARGE-SCALE MAPPING**

Called forth by large-scale mapping, a detailed scheme of Lower Devonian Kolyma-Indigirka interfluvial stratification has been worked out based on the complex of paleoecological and litho-stratigraphical methods.

The Lower Devonian carbonate sequence has a three-part structure. The dolomite, calcareous and dolomite-calcareous units are characterized by differences in the structure and composition of paleocommunities. Changes in tabulate coral associations have been given special prominence.

Changes in rock composition and fauna were found to correspond to initial, maximal and final stages of marine transgression.

Aerogeological Expedition No 3, Moscow;
Moscow State Pedagogical Institute

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (к итогам работы Советской рабочей группы проекта «Экостратиграфия» МПГК) (Б. С. Соколов, Д. Л. Кальо)	5
--	---

I. Общие проблемы экостратиграфии

Экостратиграфия, ее место и роль в современной стратиграфии (Б. С. Соколов)	9
Глобальные события как основа экостратиграфической корреляции (В. А. Красилов)	19
Значение этапности эволюции организмов для практики экостратиграфических исследований (В. П. Сапельников)	25
Эволюция палеозойских лепидофитов и экостратиграфия (М. А. Сенкевич)	31

II. Экостратиграфия силура Прибалтики и Подолии

Основные стадии развития и фациальные модели силурийского краевого бассейна Балтики (Р. Э. Эйнасто)	37
Закономерности распространения фауны и корреляция разнофациальных силурийских отложений Юго-Восточной Прибалтики (И. Ю. Пашкевичюс, А. З. Бразаускас, П. П. Лапинскас, В. Н. Каратайте-Талимаа, П. К. Мустейкис, В. Ю. Саладжюс, Н. В. Сидаравичене)	55
Особенности силурийского осадконакопления и ассоциаций фауны в крайвых бассейнах Прибалтики и Подолии (Р. Э. Эйнасто, А. Ф. Абушик, Д. Л. Кальо, Т. Н. Корень, Т. Л. Модзалевская, Х. Э. Нестор)	65
Опыт реконструкции яругских и малиновецких (силур Подолии) донных сообществ (В. П. Гриценко, А. А. Ищенко, Л. И. Константиненко)	73
Сообщества и биозональность табулятоморфных кораллов силура Прибалтики (Э. Р. Клааманн)	80
Распределение трилобитов в разнофациальных отложениях силура Прибалтики (Р. П. Мяннийль)	99
Остракодовые ассоциации позднего силура Латвии (Л. К. Гайлите)	110
Распространение остракод в фациях пржидольского яруса Литвы (Н. В. Сидаравичене)	116
Сообщества нектона, нектобентоса и планктона (рыб, бесчелюстных, конодонтоносителей, граптолитов, хитинозой) силура Восточной Прибалтики (Д. Л. Кальо, В. Я. Вийра, Т. И. Мярсс, В. В. Нестор)	127
Результаты количественной стратиграфической корреляции верхнего силура Прибалтики (М. П. Рубель, Д. Н. Пак)	137

Водоросли в экосистемах венда и силура Подолии (А. А. Ищенко, Л. В. Коренчук)	156
Водорослевые сообщества венлока и лудлова Эстонии и их связь с фациями (Э. П. Радионова, Р. Э. Эйнасто)	163

III. Экостратиграфия силура и девона Урала и Азиатской части СССР

Стратиграфическая модель фаций для силурийских и нижнесреднедевонских отложений западного склона Полярного Урала (М. А. Шишкин)	186
Некоторые результаты палеоэкологического изучения верхнесилурийских и нижнедевонских рифов Урала (В. П. Шуйский)	193
Опыт изучения амфипоровых сообществ (<i>Stromatoporida</i>) в силуре-девоне Урала и Волгоградского Поволжья (О. В. Богоявленская, Н. В. Даньшина, М. В. Федоров)	201
Экостратиграфическая оценка объема и границ региональных и местных подразделений силура юга Новой Земли (Л. В. Нехорошева, Д. К. Патрунов, М. В. Шурыгина)	207
Характерные экосистемы раннего-среднего девона карбонатного плато на юге Новой Земли (С. В. Черкесова, В. И. Бондарев, Л. В. Нехорошева, Д. К. Патрунов)	215
Палеоэколого-тафономические особенности позднеелландоверийских граптолитовых сообществ в горах Каракатау и Гобдунтау (западное окончание Южного Тянь-Шаня) (Г. В. Пяновский)	220
Особенности структурно-фациальных зон силура южного обрамления Ферганской депрессии (Южный Тянь-Шань) (Р. Е. Риненберг)	225
Примеры последовательной смены брахиоподовых сообществ в регрессивных и трансгрессивных толщах нижнего девона Центрального Казахстана (Г. Т. Ушатинская)	230
Рифовые системы среднего палеозоя Сибири (В. И. Краснов, С. А. Степанов, Л. С. Ратанов)	237
Комплексный анализ силурийского планктона Сибирской платформы (А. М. Обут, Н. М. Заславская, Н. В. Сенников, Л. И. Шешегова)	245
Фациальная приуроченность и типы захоронения позвоночных в верхнем силуре и нижнем девоне Северной Земли (В. Н. Каратаюте-Талимаа, Э. Ю. Марк-Курик, В. М. Куршс, Р. Г. Матухин, В. Вл. Меннер)	251
Возможности использования палеоэкологических исследований при расчленении нижнедевонских—верхнеэзмских отложений междуречья Индигирки и Колымы в целях крупномасштабного картирования (Е. П. Сурмилова, М. Н. Поташова, В. Ф. Барская, В. С. Шульгина)	259

CONTENTS

Preface (B. Sokolov, D. Kaljo)	7
--------------------------------------	---

I. General problems of ecostratigraphy

Ecostratigraphy, its place and role in modern stratigraphy (B. Sokolov)	266
Global events as a framework of ecostratigraphical correlation (V. Krassilov)	266
The significance of stages in organic evolution for practical ecostratigraphy (V. Sapelnikov)	267
Evolution of the Paleozoic Lepidophytes and ecostratigraphy (M. Senkevich) ..	267

II. Silurian ecostratigraphy of the East Baltic and Podolia

Main stages of development and facies models of the East Baltic Silurian pericontinental basin (R. Einasto)	268
Distribution of the Silurian fauna and correlation of different facies in the South-East Baltic (J. Paškevičius, A. Brazauskas, P. Lapinskas, V. Karatajūtė-Talimaa, P. Musteikis, V. Saladžius, N. Sidaravičiene)	268
Silurian sedimentation and fauna of the East Baltic and Podolian marginal basins, a comparison (R. Einasto, A. Abushik, D. Kaljo, T. Koren, T. Modzalevskaya, H. Nestor)	269
Experience of reconstruction of the Jaruga and Malinovtsy (Podolian Silurian) benthic communities (V. Gritsenko, A. Istchenko, L. Konstantinenko)	270
The tabulate communities and bioherms of the East Baltic Silurian (E. Klammann)	270
Distribution of trilobites in different facies of the East Baltic Silurian (Reet Männil)	271
The Late Silurian ostracode communities of Latvia. (L. Gailite)	271
Distribution of ostracodes in different Pridolian facies of Lithuania (N. Sidaravičiene)	272
The nektic, nektobenthic and planktonic communities (fishes, agnathans, conodonts, graptolites, chitinozoans) of the East Baltic Silurian (D. Kaljo, V. Viira, T. Märss, V. Nestor)	272
Results of the quantitative stratigraphic correlation of the East Baltic Upper Silurian (M. Rubel, D. Pak)	273
Algae in the Vendian and Silurian ecosystems of Podolia (A. Istchenko, L. Korenchuk)	273

The algal communities, their facies relations in the East Baltic Wenlock and Ludlow (E. Radionova, R. Einasto)	274
--	-----

III. Silurian and Devonian ecostratigraphy of the Urals and the Asiatic part of the USSR

Stratigraphic facies model of the Silurian, Lower and Middle Devonian of the western slope of the Polar Urals (M. Shishkin)	275
Some results of the paleoecological study of the Upper Silurian and Lower Devonian reefs of the Urals (V. Shuysky)	275
On the Amphipora communities in the Silurian and Devonian of the Urals and Volgograd area (O. Bogoyavlenskaya, N. Danshina, M. Feodorov)	275
Ecostratigraphic estimation of the range and boundaries of regional and local Silurian units of southern Novaya Zemlya (L. Nekhorosheva, D. Patrunov, N. Shurygina)	276
Typical Early-Middle Devonian ecosystems of the carbonate plateau in southern Novaya Zemlya (S. Cherkessova, V. Bondarev, L. Nekhorosheva, D. Patrunov)	276
Paleoecological-taphonomic peculiarities of Late Llandoveryian graptolite associations in the Karakchatau and Gobduntau Mountains (western part of the Southern Tien Shan) (G. Pianovski)	277
Peculiarities of the Silurian structural-facies zones of the southern surroundings of the Ferghana Depression (the Southern Tien Shan) (R. Rinenberg)	277
Examples of consequent replacement of brachiopod communities in the Lower Devonian of Central Kazakhstan (G. Ushatinskaya)	278
Middle Palaeozoic reef systems in Siberia (V. Krasnov, S. Stepanov, L. Ratanov)	278
Complex analysis of Silurian plankton of the Siberian Platform (A. Obut, N. Zaslavskaya, N. Sennikov, L. Sheshegova)	279
Facies relations and embedding types of vertebrates in the Upper Silurian and Lower Devonian of Severnaya Zemlya (V. Karatajūtė-Talimaa, E. Mark-Kurik, V. Kuršs, R. Matuhin, V. Menner)	279
Usage of paleoecological investigations in Lower Devonian-Upper Emsian stratigraphy of the Indigirka-Kolyma interfluvium for large-scale mapping (E. Surmilova, M. Potashova, V. Barskaya, V. Shulgina)	280

УДК 56.074.6

Экостратиграфия, ее место и роль в современной стратиграфии. Соколов Б. С. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 9—18 (рез. англ.).

Общей целью экостратиграфии является совершенствование биостратиграфических методов в условиях корреляции разнофациальных отложений древних бассейнов. Поэтому реконструкция временных связей палеоэкосистем должна быть основана не только на палеобиологических методах, но и на всех других методах, позволяющих восстановить историко-геологический процесс, различные параметры среды жизни и уточнить датировку геологических событий. Самым существенным в этом подходе является обнаружение связей между данными палеонтологии и литологии, определяющих биофациальный смысл ассоциаций в площадной литофациальной структуре палеобассейна. Библ. 57 назв.

УДК 551.7.02

Глобальные события как основа экостратиграфической корреляции. Красилов В. А. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 19—24 (рез. англ.).

Экостратиграфия рассматривается как направление, в рамках которого возможна разработка стратиграфической теории — объяснение и предсказание упорядоченности геологических тел. В основе упорядоченности лежит взаимодействие развивающихся систем (организм — среда, литосфера — биосфера и др.), порождающее глобальные события. Они образуют каркас экостратиграфической корреляции. Выявление и расшифровка глобальных событий предполагает оценку и отбор стратиграфических реперов, анализ ритмичности и зональности стратиграфических признаков. Библ. 5 назв.

УДК 56.017:551.7

Задачи этапности эволюции организмов для практики экостратиграфических исследований. Сапельников В. П. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 25—30 (рез. англ.).

Проводится разграничение сущности и практического значения таких часто смешиваемых понятий, как этапность и периодичность (в понимании последователей Раузер-Черноусовой). Периодичность отражает локальные изменения палеоэкосистем и используется при региональных (бассейновых) исследованиях. Этапность — явление планетарного масштаба, именно она фиксирует переломные моменты в развитии всей био- и геосферы Земли — основные реперы МСП. Совместное использование периодичности и этапности — одно из наиболее перспективных направлений в практике экостратиграфических исследований. Библ. 17 назв.

УДК 56.074.6:551.734

Эволюция палеозойских лепидофитов и экостратиграфия. Сенкевич М. А. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 31—36 (рез. англ.).

На основании изменения типа осадков, связанных с интенсивностью колебательных движений, и эволюции лепидофитов произведено сопоставление экосистем девона Джунгаро-Балхашского морского бассейна (палеоэкосистема «море») и материка Казахстана (палеоэкосистема «суша»). Показано значение лепидофитов для глобальных корреляций: так, основание биозоны *Protolipidodendron scharianum* является уровнем, который трассируется глобально и отвечает границе между нижним и средним девоном; соответственно по подошве биозоны *Leptophloeum rhombicum* проводится граница между средним и верхним девоном. Библ. 9 назв.

УДК 553.068.22:551.733.3(474)

Основные стадии развития и фациальные модели силурийского краевого бассейна Балтики. Эйнасто Р. Э. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 37—54 (рез. англ.).

В развитии бассейна выделено три основные стадии: 1) ранний-средний лландовери, отличающийся некомпенсированным погружением, накоплением карбонатных илов на шельфе и граптолитовых илов в депрессии; 2) поздний лландовери—ранний лудлов, когда в условиях тектонической стабильности расширился шельф, на котором накапливались наиболее разнообразные карбонатные отложения; на склоне сформировались мергели, в депрессионной фации — серые мергели с граптолитами; 3) средний лудлов — конец жедина, представляющая собой стадию заполнения, когда ввиду сильного привноса терригенного материала карбонатонакопление было подавлено как на шельфе, так и на пологом материковом склоне. Предложены три фациальные модели, отражающие специфику осадконакопления на разных стадиях развития бассейна. 2 рис. Библ. 64 назв.

УДК 56.024:551.733.3(474.5)

Закономерности распространения фауны и корреляция разнофациальных силурийских отложений Юго-Восточной Прибалтики. Пашкевич Ю. И., Бразаускас А. З., Лапинскас П. П., Каратайте-Талима В. Н., Мустейкис П. К., Саладжюс В. Ю., Сидаравичене Н. В. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 55—64 (рез. англ.).

На основании данных изучения литологических комплексов и фауны различных групп, а также использования экостратиграфической модели силурийского Балтийского бассейна проведен фациальный анализ изученной территории, выделены две группы фаций — морская и переходная, дана их классификация. Коротко затронут вопрос о закономерностях распространения брахиопод, бивальвий, гастропод, цефалопод, остракод, трилобитов, конодонтов, граптолитов и позвоночных в различных фациях, приведены их биозоны или комплексы. Рассмотрены критерии корреляции отложений разнофациальных зон, на основе которых выявлены хроностратиграфические уровни в разных фациях. 2 рис. Библ. 16 назв.

УДК 551.263.036:551.733.3(474+477.8)

Особенности силурийского осадконакопления и ассоциаций фауны в краевых бассейнах Прибалтики и Подолии. Эйнасто Р. Э., Абушик А. Ф., Кальо Д. Л., Корень Т. Н., Модзалевская Т. Л., Нестор Х. Э. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 65—72 (рез. англ.).

В заливообразном Балтийском бассейне уклон дна был весьма небольшим. Дугообразные фациальные зоны имели большую ширину и в ходе трансгрессий и регрессий перемещались в больших пределах (в течение силурийского периода на 200—350 км). Подольскому бассейну свойственна субмеридиональная линейность и небольшая ширина фациальных зон, обусловленные более значительным уклоном дна. Амплитуда миграции фациальных зон на порядок меньше (20—30 км), чем в Балтийском бассейне. Ассоциации фауны в одинаковых фациальных зонах сравниваемых бассейнов были весьма близкими. 2 рис. Библ. 9 назв.

УДК 577.486:51.733.31/33(477.43+477.84)

Опыт реконструкции яругских и малиновецких (силур Подолии) донных сообществ. Гриценко В. П., Ищенко А. А., Константиненко Л. И. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 73—79 (рез. англ.).

Охарактеризованы некоторые компоненты (водоросли, трилобиты, кораллы) сообществ донных организмов, существовавших на территории Подолии в течение яругского и малиновецкого циклов силурийского осадконакопления. Размещение и состав сообществ определялись фациальными условиями. Продуцентами в сообществах были бентосные синезеленые и зеленые водоросли, поставлявшие органический материал для подвижного (трилобиты) и прикрепленного (кораллы) бентоса. Пространственное закрепление популяций донных организмов в мукшинское, коновское и гринчукское времена способствовало формированию органических построек. 2 рис. Библ. 3 назв.

УДК 56.024+563.63:551.733.3(474+486.92)

Сообщества и биозональность табулятоморфных кораллов силура Прибалтики. Клааманн Э. Р. В. кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 80—98 (рез. англ.).

Сообщества табулят и гелиолиитид формировались под воздействием эволюционного, гидродинамического и ландшафтного факторов. Если первый определял общую групповую структуру сообществ, то влияние остальных отражается в наборе жизненных форм, таксономическом разнообразии состава и количества сообществ. Временная продолжительность одноименных сообществ в разных частях палеобассейна была различной, что исключает возможность разработки биозональной схемы, охватывающей бассейн в целом. Наиболее подробно по ним можно расчленять отложения отдельной фациальной зоны. Приводится описание 25 сообществ табулятоморфных кораллов из силура Прибалтики и о-ва Готланд. 1 рис. Библ. 16 назв.

УДК 565.393:551.733.3(474)

Распределение трилобитов в разнофациальных отложениях силура Прибалтики. Мянниль Р. П. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 99—109 (рез. англ.).

Приводятся данные о вертикальном и пространственном распространении трилобитов в силуре Прибалтики, об их фациальной толерантности и особенностях морфологического строения в связи с условиями обитания. 3 рис. Библ. 10 назв.

УДК 565.33:551.733.33(474.3)

Остракодовые ассоциации позднего силура Латвии. Гайлите Л. К. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 110—115 (рез. англ.).

Рассматриваются ассоциации остракод, приуроченные к лудловским и даунтонским отложениям Латвии, выявляется их приуроченность к разным фациальным зонам. В лудлове выделяются фациально дифференцированные ассоциации, в даунтоне — зонально сменяющиеся в вертикальной последовательности и выдержанные по площади ассоциации. 1 рис. Библ. 4 назв.

УДК 565.33:551.733.33(474.5)

Распространение остракод в фациях пржидольского яруса Литвы. Сидаравичене Н. В. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 116—126 (рез. англ.).

Приводится характеристика следующих фациальных типов остракод пржидольских отложений Литвы: фауны внутренней части открытого шельфа минияского времени, фауны полуизолированных лагун нормальной солености (сюда условно отнесена и фауна рифогенных фаций) минияского времени, фауны более изолированных лагун нормальной и повышенной солености минияского времени, фауны закрытого шельфа юрского времени. Анализируется надежность палеонтологических коррелятивов при фациальном изменении отложений. 1 рис. Библ. 7 назв.

УДК 577.474/.475:551.733.3(474)

Сообщества nekтона, нектобентоса и планктона (рыб, бесчелюстных, конодонтоносителей, граптолитов, хитинозой) силура Восточной Прибалтики. Кальо Д. Л., Вийра В. Я., Мярсс Т. И., Нестор В. В. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 127—136 (рез. англ.).

Рассматривается распространение указанных групп организмов в разных фациальных зонах палеобассейна по материалам из четырех буровых разрезов о-ва Сааремаа (Эстония) и п-ова Курземе (Латвия). Планктонные граптолиты и хитинозои в основном связаны с относительно глубоководными фациями (хитинозои в пределах шельфа), тогда как нектонные и нектобентосные рыбы, агнаты и конодонты предпочитали шельфовое море, причем их остатки в наибольшем количестве и разнообразии встречаются в мелководных фациях. 2 рис. Библ. 13 назв.

УДК 551.7.02/.03:564.82/.5:551.733.3(474)

Результаты количественной стратиграфической корреляции верхнего силура Прибалтики. Рубель М. П., Пак Д. Н. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 137—155 (рез. англ.).

В целях выяснения временных соотношений между пятью опорными разрезами верхнего силура Прибалтики (Каугатума, Охесааре, Колка, Вентспилс, Павилоста) программой СТАНД обработано распространение шести бентосных групп организмов. Рассмотрена техника стратиграфической корреляции с помощью порядковых шкал; обсуждены вопросы применения палеонтологических шкал по отдельно взятым группам организмов и преимуществ совместных (по этим группам) шкал при корреляции всех разрезов вместе или по фациальным типам (мелководным и глубоководным разрезам). В результате приводятся интервалы, наиболее аргументированные для проведения нижних границ четырех горизонтов в рассматриваемых разрезах. 11 рис. Библ. 15 назв.

УДК 577.48:551.72+551.733.3(477.4)

Водоросли в экосистемах венда и силура Подолии. Ищенко А. А., Коренчук Л. В. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 156—162 (рез. англ.).

Рассматривается роль водорослей в экосистемах венда и силура Подолии как основных продуцентов органического вещества, утилизирующих солнечную энергию. Большая биомасса и высокая продуктивность вендотениевых водорослей способствовала развитию гетеротрофных организмов: силурийских обызвествленных сине-зеленых, зеленых и красных — и формированию органогенных построек. В открытошельфовых зонах биомасса сине-зеленых и зеленых водорослей была незначительной. Охарактеризовано изменение вендской водорослевой биоты в связи с изменением абиотических условий в морском бассейне. 1 рис. Библ. 3 назв.

УДК 561.26:577.48:551.733.31/33(474.2)

Водорослевые сообщества венлока и лудлова Эстонии и их связь с фациями. Радионова Э. П., Эйнасто Р. Э. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 163—185 (рез. англ.).

Установлено, что наиболее разнообразны водоросли в отложениях отмельной фации, особенно в биогермах, где они местами являются пороодообразующими. Сравнение венлоцких комплексов водорослей с лудловскими показывает, что водоросли янианского горизонта близки к курессаарским, а водоросли верхней половины яагарахуского горизонта хорошо сходятся с паадласкими. Это отражает повторение сходных фациальных обстановок в венлоке-лудлове. 5 рис. Библ. 21 назв.

УДК 551.7.022:551.733.3+551.734.2/3(470.1)

Стратиграфическая модель фаций для силурийских и нижнесреднедевонских отложений западного склона Полярного Урала. Ш и ш к и н М. А. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 186—192 (рез. англ.).

Построенный фациальный профиль не оставляет сомнения в глубоководном характере открытого шельфа и Лемвинской структурно-формационной зоны в силуре и раннем-среднем девоне. Доказывается существование уже в раннем палеозое океанских континентальных окраин с барьерными рифами на внешнем крае мелкого шельфа, которые до сих пор обычно считались наиболее характерными для позднепалеозойских и более молодых бассейнов. 2 рис. Библ. 10 назв.

УДК 563.6+56.074.6:551.733.33/734.1(470.5)

Некоторые результаты палеоэкологического изучения верхнесилурийских и нижнедевонских рифов Урала. Ш у й с к и й В. П. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 193—200 (рез. англ.).

Обсуждается понятие геологической продукции экосистемы и возможность ее количественного выражения. Рассмотрены конкретные примеры изменения геологической продукции в пределах позднесилурийско-раннедевонского бассейна. Обосновывается тезис о том, что цикличность в толщах органогенных известняков является геологическим выражением экологических сукцессий. Дана характеристика серийных, субклимаксных и климаксных сообществ. Возведение органогенных построек возможно на любой стадии сукцессии, что служит основой для их объективной ранговой оценки. Настоящие рифы создаются климаксными сообществами. 2 рис. Библ. 5 назв.

УДК 563.713:551.733.3/734(470.4+470.5)

Опыт изучения амфипоровых сообществ (*Stromatoporida*) в силуре-девоне Урала и Волгоградского Поволжья. Богоявленская О. В., Даньшина Н. В., Федоров М. В. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 201—206 (рез. англ.).

Выделено два типа сообществ: амфипоровые луга и амфипоровые банки. Первые развивались в солоноватоводном мелководье в начальные этапы трансгрессий, второй тип характерен для удаленных от берега отелей с нормальной соленостью воды. 6 рис. Библ. 2 назв.

УДК 577.4:551.733.31(470.117)

Экостратиграфическая оценка объема и границ региональных и местных подразделений силура юга Новой Земли. Нехорошева Л. В., Патрунов Д. К., Шурыгина М. В. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 207—214 (рез. англ.).

На примере экостратиграфического анализа материалов лландоверийского интервала опорного разреза карбонатных отложений силура юга Новой Земли рассмотрена смена обстановок осадконакопления и связанные с этим изменения характерных фаунистических ассоциаций. Приведена краткая характеристика наиболее четких коррелятивных уровней и отмечается их соответствие различным открытому морским обстановкам. Дана оценка границ выделенных в силуре юга Новой Земли стратиграфических подразделений. Библ. 6 назв.

УДК 577.4:551.734.2/3(470.117)

Характерные экосистемы раннего-среднего девона карбонатного плато на юге Новой Земли. Черкесова С. В., Бондарев В. И., Нехорошева Л. В., Патрунов Д. К. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 215—219 (рез. англ.).

Приводится пример экосистемы из зарифовой зоны, иллюстрирующий связь организмов и среды обитания. Предлагается: 1) последовательный ряд стратиграфических схем: бассейновые —> провинциальные —> областные —> планетарные; 2) в стратиграфических схемах усилить роль фациальных и экологических данных; 3) в унифицированной части схем сочетать линии развития фаун с комплексными зонами; 4) характерные комплексы фаун давать по соответствующим фациям, формациям и т. д. 1 рис.

УДК 563.719:551.733.31(235.216)

Палеоэколого-тафономические особенности позднеелландоверийских граптолитовых сообществ в горах Каракатау и Гобдунтау (западное окончание Южного Тянь-Шаня). П я н о в с к и й Г. В. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 220—224 (рез. англ.).

При анализе распределения местонахождений массовых захоронений граптолитов в верхнеелландоверийской вулканогенно-осадочной толще гор Каракатау и Гобдунтау рассматриваются возможные причины, способствовавшие образованию подобных захоронений, а также палеогеографическая обстановка и физико-химическая характеристика бассейна, существовавшего в это время на данной территории. Отмечается перспективность подобного анализа для установления ряда стратиграфических вопросов в регионах со сложным геологическим строением. 3 рис. Библ. 10 назв.

УДК 56.074.6:551.733.3(235.216)

Особенности структурно-фациальных зон силура южного обрамления Ферганской депрессии (Южный Тянь-Шань). Р и н е н б е р г Р. Е. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 225—229 (рез. англ.).

Принципиальные профили субширотного направления по силурийским отложениям на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов показывают, что в пределах единого водного бассейна в этом периоде существовали участки с различными условиями седиментации: прибрежно-морские, относительно приподнятые, типа прибрежных рифов и открытого моря. Это может свидетельствовать об эволюционно-направленном изменении ландшафтно-тектонических условий от прибрежного мелководья на севере к открытому морю на юге. 3 рис. Библ. 4 назв.

УДК 56.074.6:551.734.2(574.3)

Примеры последовательной смены брахиоподовых сообществ в регрессивных и трансгрессивных толщах нижнего девона Центрального Казахстана. У ш а т и н с к а я Г. Т. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986 с. 230—236 (рез. англ.).

Сделана попытка реконструировать раннедевонские брахиоподовые сообщества из терригенных отложений прибалхашского горизонта Северного Прибалхашья (верхний жедин-нижний зиген) и из казахского горизонта южной окраины Карагандинского бассейна (верхний эмс). Анализ экологических особенностей брахиопод, их фациальной приуроченности, смены систематического состава снизу вверх по разрезу и по латерали с одновременным изучением литологии отложений позволили заключить, что прибалхашский горизонт является примером регрессивной серии, а казахский представляет собою типичную трансгрессивно-регрессивную серию осадков. 2 рис. Библ. 6 назв.

УДК 552.58:551.733.33/.735(571.1)

Рифовые системы среднего палеозоя Сибири. К р а с н о в В. И., С т е п а н о в С. А., Р а т а н о в Л. С. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 237—244 (рез. англ.).

В среднем палеозое Западной Сибири существовала благоприятная палеогеографическая обстановка для возникновения и развития рифовых поясов и отдельных рифов. Установлены пржидоли-жединская, раннедевонско-эйфельская и живетско-франская рифовые системы, которые располагались на границе мелководного шельфа и черносланцевых трогов или у предполагаемых границ локальных депрессий и шельфа. Дана краткая характеристика отдельных рифов. 3 рис. Библ. 6 назв.

УДК 56.016:56(113.3)(571./5)

Комплексный анализ силурийского планктона Сибирской платформы. Обут А. М., Заславская Н. М., Сенников Н. В., Пешегова Л. И. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 245—250 (рез. англ.).

В силурийском бассейне на Сибирской платформе в составе планктона в настоящее время известны акритархи, хитинозои и граптолиты. Построены гистограммы и таблицы, отражающие количество видов, число экземпляров и их размеры в пределах разных фациальных зон силура Сибирской платформы и позволяющие судить о разнообразии планктонных палеобиоценозов, их внутреннем строении и сопутствующих им палеообстановках. На границах свит отмечено изменение структуры планктонных сообществ, в то время как видовой состав постоянен. Древний планктон, как и современный, в общем повторяет конфигурацию фитопланктона, располагаясь вторым, более удаленным от берега поясом. Хитинозои близки по характеру распространения и количеству их видов к зоопланктону (граптолитам), а биомассы — к фитопланктону (акритархам). 3 рис. Библ. 16 назв.

УДК 567:551.733.33/734.2(571.511.8)

Фациальная приуроченность и типы захоронения позвоночных в верхнем силуре и нижнем девоне Северной Земли. Каратайте-Талимаа В. Н., Марк-Курик Э. Ю., Куршс В. М., Матужин Р. Г., Меннер В. Вл. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 251—258 (рез. англ.).

Рассмотрена фациальная обстановка формирования позднесилурийских и раннедевонских толщ на о-ве Октябрьской Революции архипелага Северная Земля (отложения самойловичской, усть-спокойненской, краснобухтинской, североземельской, подъемненской и спокойненской свит). В этой части разреза описано восемь типов захоронений позвоночных — два автохтонных (V и VI) и шесть аллохтонных. Предполагается, что ориктоценозы могут отражать биоценозы позвоночных лишь с учетом особенностей захоронения. Наиболее полный состав сообщества позвоночных предтавлен в захоронениях VI типа. 1 рис. Библ. 1 назв.

УДК 551.734.(571.65)

Возможности использования палеоэкологических исследований при расчленении нижнедевонских-верхнеэмских отложений междуречья Индигирки и Колымы в целях крупномасштабного картирования. Сурмилова Е. П., Поташова М. Н., Барская В. Ф., Шульгина В. С. В кн.: Теория и опыт экостратиграфии. Таллин, «Валгус», 1986, с. 259—265 (рез. англ.).

На основании комплексного использования палеоэкологического и литолого-стратиграфического методов разработана детальная схема расчленения нижнего девона Колымо-Индигирского междуречья, необходимая для крупномасштабного картирования. Установлено трехчленное строение нижнедевонской карбонатной толщи. Ее доломитовая, известняковая и доломитово-известняковая части характеризуются различиями в структуре и составе сообществ. Наиболее подробно рассмотрены изменения комплекса табулятоморфных кораллов. Смена вещественного состава и фауны отвечает начальной, максимальной и завершающей стадиям развития морской трансгрессии. 3 рис. Библ. 10 назв.

Институт геологии Академии наук Эстонской ССР. Теория и опыт экостратиграфии. Под редакцией Д. Л. Кальо и Э. Р. Клааманна. Редакторы В. Лаане и М. Рохтметс. Художественный редактор Х. Пузанов. Технический редактор К. Эхте. Корректоры И. Нурм, И. Пикнер.

ИБ № 4853.

Сдано в набор 11. 09. 84. Подписано в печать 28. 03. 86. МВ-02494. Формат бум. 70×100/16. Бумага № 1. Гарнитура Журнальная. Высокая печать. Усл. печ. л. 24,05. Усл. кр.-отт. 24,05. Уч. изд. л. 23,37. Тираж 1000. Заказ № 2622. Цена руб. 3.80. Заказное. Издательство «Валгус», 200090, Таллин, Пярнуское шоссе, 10. Типография «Юхисэлу», 200001, Таллин, ул. Пикк, 40/42.



