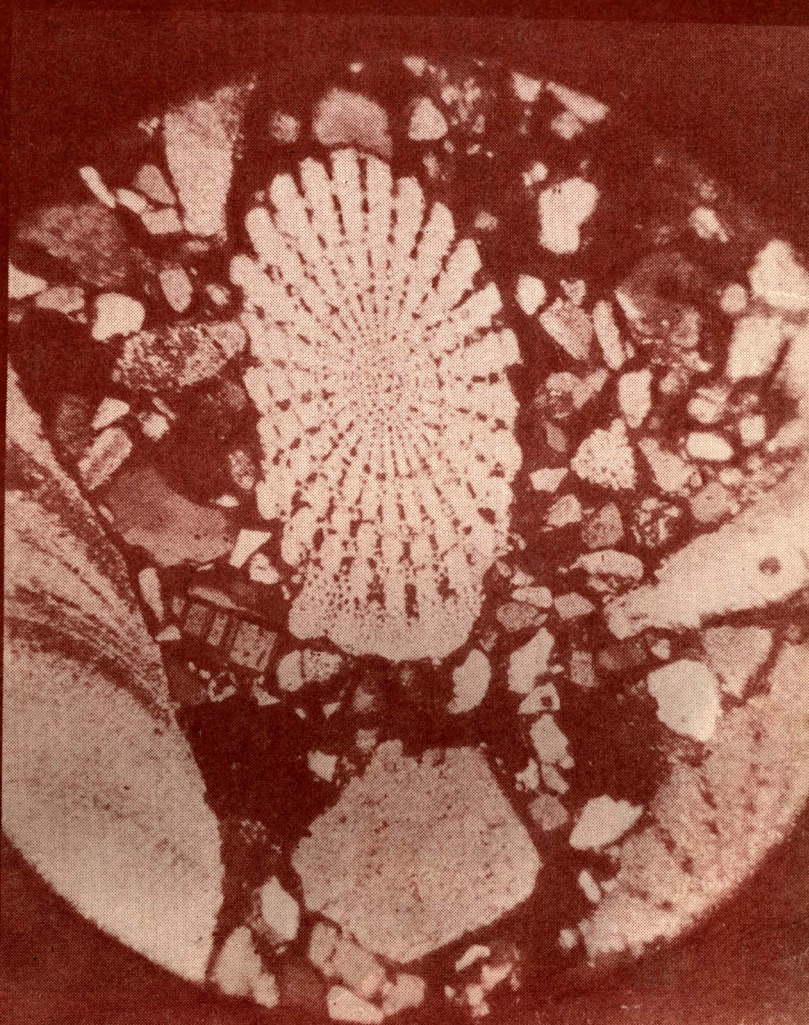


56

С.В. Максимова

ОЧЕРКИ ПО ПРИКЛАДНОЙ ПАЛЕОЭКОЛОГИИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

С.В. Максимова

ОЧЕРКИ ПО ПРИКЛАДНОЙ ПАЛЕОЭКОЛОГИИ

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
И.К. КОРОЛЮК



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984

Максимова С.В. Очерки по прикладной палеоэкологии. — М.: Наука, 1984.

В работе на разных примерах освещено значение морской флоры и фауны как индикатора обстановки обитания. На основе анализа современных организмов и условий их жизни показаны основные закономерности взаимоотношений среда—организмы, возможности и ограничения реконструкций по обратной связи от организмов к среде. Продemonстрировано применение описанных закономерностей к решению конкретных стратиграфических, палеогеографических и седиментологических проблем на палеозойском материале. Предлагается дифференциальный анализ изучаемых отложений, дающий возможность избегать стандартных схем и связанных с ними ошибок.

Для специалистов-геологов научных и производственных учреждений. Табл. 5, ил. 40, библиогр. 176 назв.

Рецензенты:

Д.М. РАУЗЕР-ЧЕРНОУСОВА

В.Г. КУЗНЕЦОВ

1380
14893

ВВЕДЕНИЕ

В Советском Союзе палеоэкологические исследования получили широкое распространение и ведутся в различных направлениях во многом благодаря многочисленным работам Р.Ф. Геккера, его многолетней преподавательской деятельности и научной пропаганде. Эти направления были охарактеризованы в работе [Осипова, 1980] и по преобладающим интересам авторов их можно сгруппировать в два основных течения. В одном из них преобладают интересы биологические (этология, морфогенез, жизненные формы, биотические отношения, эволюция и филогенезы), а в другом собственно геологические, для которых палеоэкология является одним из методов, или инструментов, употребляемых при решении стратиграфических, палеогеографических и тектонических проблем. Автор настоящей работы относится к представителям второго течения и направляет свои усилия на выявление индикаторного значения фауны, т.е. значения фауны как показателя геологической обстановки.

Такой подход в значительной степени определяется тем, что объектом исследования всегда являлись палеозойские отложения в стратиграфическом диапазоне от нижнего девона до нижней перми. Палеозойские породы пережили весьма длительную постседиментационную историю, которая так или иначе наложила на них свой отпечаток. Поэтому при попытках использовать для генетических интерпретаций их минералогические и геохимические особенности, неизбежно возникает вопрос — когда, на каком этапе истории породы образовался тот или иной минерал, когда вошел в состав породы тот или иной химический элемент. Ясно, например, что даже слабая вторичная доломитизация известняков, весьма обычная в палеозойских карбонатных толщах, исключает возможность определения палеотемператур древних морей по величине отношения кальция к магнию. Пирит, находящийся в породе, может быть, частично и даже весь целиком поздним катагенетическим образованием, ничего не говорящим об окислительно-восстановительных условиях в первичном осадке. Соответственно и химико-аналитические данные по содержанию сульфидной серы и закисного железа в такой ситуации не имеют генетического смысла. Обстановку осадконакопления, не искаженную постседиментационными процессами, отражают только захоронившиеся на месте остатки фауны и флоры и в этом их огромное значение для историко-геологических реконструкций. Однако взаимоотношения живых организмов со средой обитания сложны и их сущность совсем не очевидна, тем более для палеозойских фаун, зачастую представленных полностью вымершими группами животных, биология которых неизвестна. Поэтому совершенно необходимо, с одной стороны, выявление наиболее общих экологических закономерностей, применимых к морским организмам, современным и древним, любого возраста и любого таксономического состава, а с другой стороны, критический пересмотр ряда распространенных методик и представлений. Это и является прежде всего содержанием настоящей работы.

Поиски общих закономерностей выразились в целенаправленном, ориентированном на геологические задачи анализе громадного арсенала данных морской биологии, в оценке возможностей перенесения экологических концепций в палеоэкологию, в выяснении, что может и чего не может дать экология современных водных животных для понимания взаимоотношений организм—среда на палеозойском материале. Такой систематический анализ был тем более необходим, что на современном уровне науки из морской биологии переходит в палеонтологию и палеогеографию целый поток новых фактов и новых понятий, которые в геологических работах часто используются формально, без учета эволюции историко-геологических обстановок и сочетаются в сложных комбинациях с традиционными, нередко явно устарелыми воззрениями, создавая путаницу в терминологии и в объяснении наблюдаемых явлений.

В качестве примеров применения полученных теоретических положений рассмотрены палеогеографические и стратиграфические интерпретации "трудных" толщ, внешне однообразных, либо совсем неясного генезиса (сферовые известняки), либо считающихся генетически однородными и совершенно понятными (детритовые известняки).

Таким образом работа имеет два источника материала. По экологии современного бентоса это соответствующая литература, проанализированная с геологических позиций. По геологии и палеоэкологии почти исключительно собственные оригинальные исследования, поскольку автор стремится избежать ошибок, вытекающих из соединения разнородных, часто несопоставимых данных. Даже в точных количественных, например геохимических характеристиках, вполне сравнимые цифры получаются только в случае применения одной и той же аналитической методики.

Автору хотелось не просто осветить определенные проблемы, но также привлечь внимание геологов к многообразию палеогеографических условий и историко-геологических процессов, для которых нет и не может быть единой, универсальной схемы решения. В разные периоды геологического времени и в разных обстановках отдельные факторы играли весьма неодинаковую роль, и к реконструкции реально существовавших условий ведет дифференциальный, профакторный анализ изучаемых отложений. Если в какой-то мере это удалось показать, цель автора можно считать достигнутой.

Пользуюсь случаем выразить искреннюю благодарность И.К. Корольку за постоянное внимание к работе и ценные советы, Ю.П. Казанскому и В.В. Меннеру за критические замечания по отдельным вопросам, Л.И. Кононовой за большую помощь в графическом оформлении рукописи.

ОБЪЯСНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ТЕРМИНОВ

Для удобства чтения здесь помещены объяснения терминов, главным образом экологических, которые еще не стали общеупотребительными в геологической литературе.

Абиссаль — зона морского дна, занимающая обширные пространства океанического ложа (глубины от 3000 до 6000—7000 м). Донное население отличается, по сравнению с другими зонами, общей количественной бедностью и небольшим числом видов (2000 в абсолютных цифрах, что составляет 3,5% от общего числа видов морской фауны).

Автофрагментирование — распадение после смерти животного скелетных образований, состоящих из твердых элементов, соединенных органическими тканями или погруженных в мягкое тело, обусловленное не внешними воздействиями, а просто разложением органических соединений. Характерно для криноидей, морских ежей, многих губок, усконогих ракообразных и т.д.

Аглютигерм — аккумулятивное холмообразное тело, по форме сходное с биогермом, но лишенное твердого каркаса и состоящее в основном из тонкодисперсного кальцита. Формируется благодаря биофиксации осадка.

Батталь — (глубины 200–3000 м). Зона морского дна промежуточная между шельфом и океаническим ложем, занимающая материковый склон, отличающийся сложным рельефом и значительными, по сравнению с шельфом, углами наклона поверхности дна.

Биофиксация — различные биологические процессы, препятствующие взмучиванию и перемещению осадка. Это прежде всего действие слизистых выделений микроскопических водорослей и неизвестковой донной макрофлоры, которые служат уловителями и фиксаторами тонкого ила.

Встречаемость — показатель равномерности пространственного распределения таксонов любого ранга, от подвида до класса. Выражается частотой нахождения данного таксона в пробах в процентах от общего числа обследованных точек. Например, если из четырех уловов бентоса в трех найдены голотурии, их встречаемость в пределах акватории будет 75%.

Инфауна — зарывающиеся животные, обитающие в верхнем слое донного осадка.

Литораль — приливо-отливная зона морей и океанов, переходная между сушей и морем, ограниченная уровнями максимального прилива и максимального отлива. Населена морскими организмами. Основная масса ее бентоса ежедневно на некоторое время остается без воды.

Сестонофаги (синоним—фильтраторы) — см. трофические группировки.

Сублитораль — зона морского дна, простирающаяся от нуля глубин (т.е. от уровня максимального отлива) вниз, примерно до глубины 200 м, до края шельфа. Ширина зоны колеблется от нескольких до нескольких сот километров.

Супралитораль — береговая полоса, лежащая выше уровня максимального прилива. Покрывается водой только эпизодически, при ветровых нагонах, обычно же орошается лишь волновыми заплесками (брызгами). В ее населении сочетаются специфические формы морских и наземных животных и растений. Развита в основном в умеренных широтах.

Толерантность — терпимость, выносливость, способность переносить широкий размах колебаний какого-либо фактора или факторов.

Трофический — пищевой. Трофический уровень определяется типом пищи, которую потребляют организмы. Например, на суше первый уровень составляют растения, питающиеся минеральными веществами, второй — растительноядные животные, следующий — плотоядные животные, поедающие растительноядных и т.д. В море большая часть бентических животных относится к одному трофическому уровню потребителей органического детрита, но к разным трофическим группировкам.

Трофические группировки. По способу захвата пищи животными различается три группировки морского бентоса: 1) формы, безвыборочно заглатывающие грунт и питающиеся детритом, погребенным в осадке (грунтоеды); 2) формы, собирающие детрит с поверхности грунта; 3) формы, фильтрующие воду и питающиеся взвешенным в воде детритом (фильтраторы).

Ультраабиссаль (хадаль) — глубины океана более 6000–7000 м. В основном приурочены к глубоководным желобам, большей частью расположенным в периферических районах океана и пространственно разобщенным. Бентическая фауна очень своеобразна.

Фактор — любое отдельное условие существования в его отношении к живым организмам (соленость, температура, гидрохимика и т.д.).

Фиталь — часть сублиторали, где растет донная флора. В умеренных и северных широтах простирается до глубины 30–80 м, в тропиках до 150–180 м.

Эври (широко) и стено (узко) как приставки к прилагательным, обозначающим тот или иной фактор, отражают соответственно широкий или узкий диапазон данного фактора, приемлемый для вида или группы. Например, эврибатный и стенобатный характеризуют распределение животных по глубинам, эвритермный и стенотермный — по температурным условиям, эврибионтный и стенобионтный — их отношение к размаху колебаний сразу многих факторов.

Эвфотическая зона — верхний слой водной толщи морей и океанов, освещаемый в достаточной мере для развития растительных организмов. В разных водоемах мощность этого слоя различна, но не свыше 200 м.

Эпифауна — животные, обитающие на поверхности грунта, прикрепленные или свободнолежащие.

ВОЗМОЖНОСТИ И ОГРАНИЧЕНИЯ АКТУАЛИСТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Актуализм, т. е. привлечение ныне наблюдаемых природных явлений для интерпретации геологических процессов, получал самые разные оценки, от полного отрицания его значения до признания главным, если не единственным, ключом к пониманию прошлого. Надо заметить, что истолкование геологических объектов проводилось путем простого подбора актуалистических аналогий, сходных современных осадков или фаун, все особенности которых переносились на ископаемые органические остатки и горные породы. Вопрос же о том, действительно ли все свойства среды, в которой наблюдается современный биоценоз или осадок, являются обязательными для его существования, обычно не ставился. Поэтому назрела необходимость проанализировать в первую очередь механизмы и взаимосвязи современных процессов, чтобы понять, был ли правильным и плодотворным широко распространенный способ поиска аналогий. Особенно необходим такой анализ для экологии современных организмов, так как отношения животных, растений и среды обитания регулируются множеством сложно сочетающихся физических, химических и биологических факторов, и их сущность вскрывается не сразу.

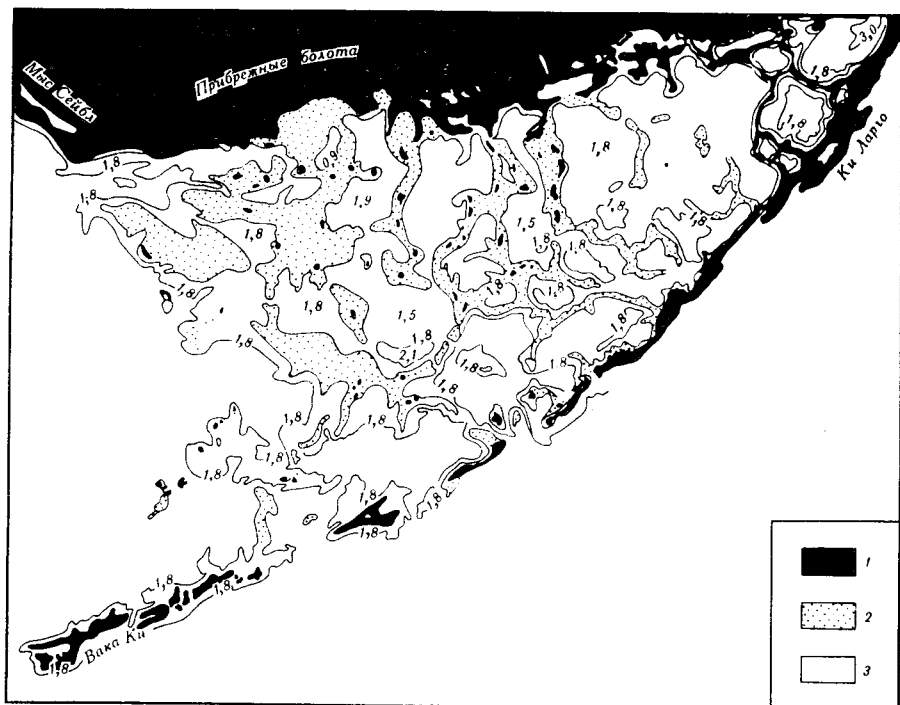
Но прежде чем перейти к развернутому анализу, следует подчеркнуть главное, принципиально важное свойство актуалистических сведений. Чрезвычайная сложность природных систем не позволяет предсказывать при помощи логических построений существование многих феноменов. Их можно лишь обнаружить в ходе исследований современных морей, и потому современный материал показывает возможность или невозможность развития в природе определенных явлений. Приведем некоторые примеры. До 1860 г. в науке господствовало мнение о безжизненности морей и океанов на глубине, превышающей 1000 м, из-за существующего там давления больше 100 атм. Это убеждение было опровергнуто в 1860 г. при извлечении с глубины 2160 м телеграфного кабеля, который оброс гидроидами, кораллами, мшанками, моллюсками и другими донными животными. Затем начали изучать глубоководную фауну, и по мере поступления новых находок границу жизни в океанах опускали все ниже. Но еще в 1948 г., как сообщает Л.А. Зенкевич [1977], некоторые ученые, приводя слегка измененный старый аргумент о неспособности живой протоплазмы выдерживать давление более 600—650 атм., утверждали, что глубже 6—6,5 км никакая жизнь невозможна. Сейчас мы знаем, что бентическое население есть даже на дне ультраабиссальных океанических желобов, где давление достигает 700—1100 атм. и где обитает несколько сот видов животных, как бесскелетных, так и обладающих известковым скелетом (двустворки и гастроподы) [Биология океана, т. 1, 1977]. Конечно, количество обитателей в абиссальной и ультраабиссальной зонах океана значительно меньше, чем на шельфе, но все же один траловый улов даже из ультраабиссали приносит сотни и тысячи экземпляров животных [Беляев, 1966; Беляев, Миронов, 1977]. В свете этих данных уже нельзя

интерпретировать немые, или почти не содержащие бентоса, древние толщи как глубоководные отложения только потому, что последним якобы всегда свойственна крайняя бедность донной фауны. Необходимо путем тщательного анализа выявлять те специфические особенности обстановки образования лишенных бентоса толщ, которые действительно делали невозможным существование животных. Тем более, что в геологическом материале мы чрезвычайно редко имеем дело с настоящими абиссальными и ультраабиссальными отложениями, а на глубинах 1000–1500 м в одном улове нередко насчитываются сотни видов и десятки тысяч экземпляров [Hessler, Sanders, 1967].

При изучении современных морей была открыта биофиксация осадков — закрепление донных отложений растениями, животными и продуктами их жизнедеятельности, обеспечивающее накопление осадочного материала в такой гидродинамической обстановке, где без "вмешательства" биологических процессов они не могли бы аккумулироваться. Проявления биофиксации многообразны и по масштабам и по конкретному выражению [Максимова, 1974], но особенно важны, пожалуй, биофиксаторы, позволяющие тонкодисперсным илам накапливаться в зоне взмучивания, на крайне малых глубинах. Один такой фиксатор — это заросли неизвестковой донной флоры, которая улавливает и задерживает частицы пелитовой и мелкоалевритовой размерности так, что они образуют пологие холмы, повторяющие контуры зарослей. Поскольку обычно растения распределяются на дне неравномерно, нередко возникает характерный пятнистый осадок, состоящий из чередования пятен—линз алевро-пелитовых и более крупнозернистых частиц, минеральных или биодетритовых, причем эти мозаичные отложения могут занимать большие площади (рис. 1). Сходное действие оказывает слизистая пленка из выделений донных синезеленых и диатомовых водорослей, образующаяся на границе грунта с морской водой. Слизь склеивает тонкий ил, и он уже не взмучивается и не перемещается волновыми и приливо-отливными течениями [Bathurst, 1967; Rhoads, 1967]. Прямые признаки таких нелитифицирующихся образований, как слизистые пленки и флора, лишенная известковых чехлов, в геологическом материале, естественно, отсутствуют. Но существование в природе биофиксации заставляет отказаться от упрощенно-прямолинейной корреляции гранулометрии осадка со степенью подвижности морской воды, и в частности от трактовки всех тонкодисперсных пород как тиховодных, лагунных, отложений. Приходится считаться с тем, что и в палеозое, где встречаются все типы водорослей, могло нарушаться соответствие между гидродинамической активностью и размерами отложившихся частиц осадка и привлекать к реконструкции седиментационных обстановок весь комплекс петрографических, палеонтологических и историко-геологических данных.

Совершенной неожиданностью были найденные в придонных водах глубоких впадин Красного моря горячие рассолы, содержащие в растворе высокие концентрации многих металлов. Соленость этих рассолов достигает почти 400‰, температура — 44–56°, они лишены кислорода, а концентрации металлов имеют промышленное значение [Degens, Ross, 1969]. Впадины с такими рассолами занимают ограниченную площадь, но их открытие повлекло за собой постановку или расширение работ по изучению влияния вулканизма на осадочное рудообразование во многих геологических учреждениях.

Таким образом, актуалистическая информация неизбежно присутствует в геологическом мышлении в качестве элемента, направляющего наши исследования древних пород и фаун и контролирующего реальность сде-



ланных построении (возможно—невозможно). Поэтому так важно получить ясное представление об истинном характере связи животных и растений со средой обитания и взаимозависимости отдельных факторов среды (глубина бассейна, температура, соленость, грунт, гидродинамика и т. д.). Действительно, если эти факторы изменяются в прямой зависимости друг от друга и, в частности, от глубины, мы получаем простую схему распределения грунтов, соленостей и т. д., при которой батиметрическое положение вполне характеризует обстановку данного участка водоема и всецело обуславливает распределение фауны. Если же каждый фактор изменяется независимо и все они могут комбинироваться весьма различным образом, то и на организмы они влияют раздельно, так что расселение фауны и флоры в бассейне уже не будет подчинено простой батиметрической зональности.

Температура, соленость, глубина. В открытых океанах, вне полярных областей, температура от поверхности до дна непрерывно снижается сначала быстро, потом медленно. Колебания солености здесь невелики, и независимость изменения каждого фактора не бросается в глаза (рис. 2). Совершенно очевидной она становится в высоких широтах, где воды в вертикальном направлении отчетливо делятся на несколько

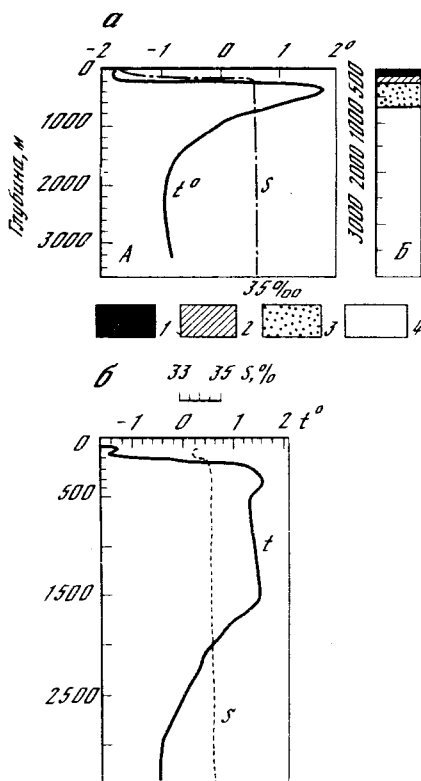
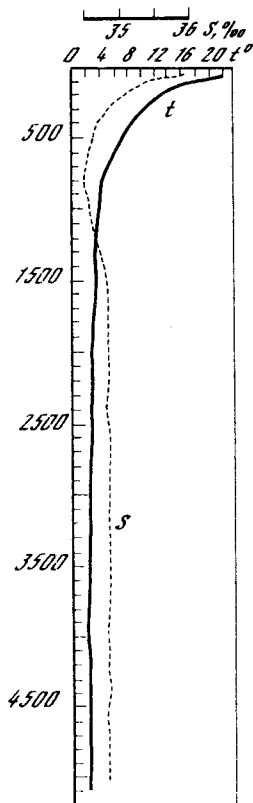


Рис. 2. Вертикальное распределение температуры и солёности, характерное для низких широт открытых океанов (Атлантический океан)

Рис. 3. Вертикальное распределение температуры и солёности, характерное для высоких широт океанов, и стратификация вод

а — Северный полярный бассейн: 1 — слой опресненной холодной воды; 2 — слой холодной воды нормальной солёности; 3 — теплый промежуточный слой; 4 — глубинная холодная вода; б — Полярная область Индийского океана

слоев. В центральной части Арктического бассейна таких слоев 4 [Зенкевич, 1963]:

- 1) Тонкий поверхностный слой (100–150 м) опресненной (30–32‰) и холодной воды (от $-1,5$ до $-1,7^{\circ}$).
- 2) Примерно такой же мощности слой воды с нормальной солёностью ($> 34^{\circ}/_{\text{‰}}$) и низкой температурой ($< -1,0^{\circ}$).
- 3) Нормально-солёная (34,7–34,9‰) атлантическая теплая вода (до $+ 2$ – $2,5^{\circ}$). Толщина слоя с положительными температурами в разных местах бывает от 600 до 1600 м, и с ним связаны глубокие изменения в составе и распределении фауны.
- 4) Глубже до самого дна идет нормально-солёная вода с отрицательной температурой ($-0,5^{\circ}$) (рис. 3, а).

В южной полярной области поверхностные воды опреснены незначительно, но температура под верхним холодным слоем быстро повышается до

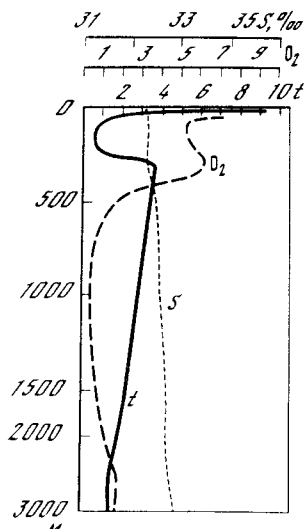


Рис. 4. Вертикальное распределение температуры, солености и кислорода в Беринговом море летом

+1,6°, местами до +2°, а ниже теплого промежуточного слоя снова переходит через нуль и медленно убывает по мере нарастания глубины (рис. 3, б). Таким образом, отрицательная температура сочетается как с пониженной, так и с нормальной соленостью и с весьма различными глубинами. Соленость ниже слоя, опресненного речными водами, остается постоянной, безотносительно к нарастанию глубины и изменениям температуры, т.е. все три фактора не обнаруживают никакой определенной корреляции друг с другом. Если мы перейдем теперь от океанов к окраинным и внутренним морям, то увидим, что отсутствие взаимосвязи этих факторов проявляется и здесь, хотя комбинируются они по-разному.

В глубоководной части Берингова моря, в противоположность Арктическому бассейну, летом прогретый поверхностный слой воды подстилается на глубине 100–200 м значительно более холодным промежуточным слоем, под которым происходит повышение температуры, снова сменяющееся медленным понижением (рис. 4). Соленость в интервале глубин 0–3000 м непрерывно и очень постепенно возрастает, не достигая все же 34‰. В Средиземном море, начиная с глубины 200 м (т.е. несколько меньшей, чем глубина Гибралтарского пролива) и до дна, температура держится около +13°. Зато соленость изменяется в разных частях моря по-разному — в самой восточной части с глубиной она несколько уменьшается, а в средней и западной частях незначительно увеличивается. Конкретное распределение соленостей и температур в каждом данном бассейне определяется не глубиной, а рельефом дна и общим гидрологическим режимом: течениями, обменом вод с соседними морями или океаном, поступлением речной воды и т.д.

Грунты, глубина. Наибольший интерес для геологов представляет соотношение с глубиной грунтов, т.е. донных осадков, превращающихся впоследствии в породы, поскольку породы мы наблюдаем непосредственно, а гидрологические особенности древних бассейнов можем только реконструировать по косвенным признакам. "Нормальной" мы привыкли считать закономерную смену, по мере нарастания глубины бассейна, грубых галечных или песчаных осадков все более тонкодисперсными. В самом первом приближении это справедливо, но реальное размещение осадков разного типа по глубинам весьма неодинаково в разных морях. Уже давно установлено, что у низменных берегов нередко отлагаются тонкие илы, а вблизи границы шельфа и континентального склона — более грубые осадки [Шепард, 1951]. В наших дальневосточных окраинных морях отложения внешнего края шельфа часто оказываются более крупнозернистыми, чем осадки меньших глубин, причем они отделяют эти тонкие мелководно-шельфовые грунты от очень близких к ним по гранулометрии глубоководных осадков батимальной зоны [Гершанович, 1960]. В тех же дальневосточных морях широко развиты гравийно-галечные отложения, образующие полосы и крупные пятна на разных батиметрических уровнях

в местах высокой подвижности вод. В Анадырском заливе (Берингово море) они распространены на глубине до 40–50 м, иногда до 90 м, у северо-восточного побережья Камчатки — на глубине 78–220 м [Лисицын, 1959], а с западной стороны Курильских островов — местами до 1000–2000 м [Петелин, 1957]. Однако в Баренцевом море, тоже окраинном, гравийно-галечные грунты не встречаются даже на шельфе. Здесь уже в прибрежной полосе, на глубине менее 70 м, аккумулируются пески [Виноградова, 1957], а в Черном море, типичном внутреннем бассейне, на глубине 40–50 м отлагаются тонкие илы. Батиметрическое положение песков, алевроитов и пелитовых отложений также весьма изменчиво, даже в пределах одного морского бассейна. В Охотском море, например, пески местами резко поднимаются вверх, местами уходят на большие глубины. Так, в заливе Шелехова уже на глубине более 30–60 м пески сменяются алевроитовыми осадками, южнее этого залива они занимают весь камчатский шельф и часть материкового склона до глубины 450 м, на обращенных к Охотскому морю склонах Курильских островов спускаются до 500–1500 м, а против проливов Буссоль и Крузенштерна — до 2500 м [Безруков, 1960]. Конечно, в каждой данной точке при движении к максимальным глубинам и удалении от берегов грубые осадки сменяются все более мелкозернистыми, но, поскольку эта смена происходит на самых разных глубинах, установить обратную связь, т. е. определить по гранулометрии осадков, на какой глубине они накопились, практически невозможно. Не только пески, но и галечники при определенном рельефе дна и гидродинамическом режиме, оказываются более глубоководными, чем алевроиты в других условиях.

Влияние гидродинамики на гранулометрию осадков проявляется и при отсутствии крутого рельефа и значительного перепада глубин. Около островов, защищающих какой-то участок шельфа от господствующих ветров и сильных течений, возникают крупные площади тонкозернистых илов среди песчаного поля. Таковы, например, иловые пятна к западу от о. Вайгач и к востоку от о. Колгуев в Баренцевом море. В общем, распределение грунтов является результатом действия целого комплекса взаимосвязанных факторов — тектонических особенностей региона, источников седиментационного материала, рельефа морского дна и гидродинамики, среди которых наиболее непосредственно отражаются на осадках последние два.

Существуют, однако, явления, нарушающие связь механического состава донных отложений с гидродинамикой. Для мелководья это уже упоминавшаяся биофиксация грунта, а для более значительного диапазона глубин — разнос грубого материала водорослями и плавучими льдами. Водорослевый разнос хорошо выражен в южной части Берингова моря, куда льды почти никогда не заходят. Здесь, в береговой зоне Командорско-Алеутской островной дуги, на гравийно-галечных грунтах "до глубин 20–40 м широким распространением пользуются крупные и гигантские бурые водоросли. Длина некоторых из них достигает 30–60 м, а грузоподъемность исчисляется несколькими килограммами... Во время осенних и зимних штормов огромные участки водорослевых полей отрываются от мест обитания и выносятся вместе с прикрепленными к их ризоидам камнями в открытое море. По нашим наблюдениям, расстояние переноса каменного материала водорослями может достигать 300–400 км. Именно деятельностью морских водорослей объясняется широкое распространение каменного материала во всех типах осадков района Командорских островов до глубин 3–4 тысячи метров и больше" [Лисицын, 1959]. Конечно, гравий и галька образуют только примесь в тех осадках,

Ст. 8
Глуб. 205



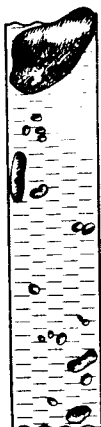
Рис. 5. Мариногляциальные осадки шельфа Японского моря (ледовый разнос крупно- и грубообломочного материала [Страхов, 1963])

1 — песок; 2 — алеврит; 3 — тонкий алеврит; 4 — глина; 5 — галька

Ст. 25
Глуб. 76 м



Ст. 7
Глуб. 138 м



Ст. 27
Глуб. 133 м



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5

где они не могли бы присутствовать при обычной водной транспортировке, но эта примесь облегчает расселение животных, нуждающихся в твердом субстрате для прикрепления.

Более эффективно действуют в том же направлении льды берегового припая, которые весной, после взламывания, выносят в открытое море вмержший грубообломочный материал, при таянии льдин поступающий в осадок. В этом случае гравий и галька нередко образуют скопления, линзы и прерывистые прослои, не связанные ни с какими размывами, перерывами или особенно сильными течениями (рис. 5). Такой ледовый разнос развит не только в высоких широтах, но и в водоемах умеренной климатической зоны, вплоть до северных частей Черного и Каспийского морей. Наконец, в тропиках реки местами выносят такие огромные количества илистых осадков, что море не успевает их перерабатывать и транспортировать в глубинные части бассейна. В прибрежной области создаются обширные мелководья, сложенные илистым материалом, который гасит энергию штормовых волн [Лисицын, 1974]. Примером таких рек могут служить Янцзы и Хуанхе, благодаря выносам которых тонкими пелитовыми и алевро-пелитовыми отложениями покрыта значительная часть дна Желтого моря и северо-западного шельфа Восточно-Китайского моря [Геология океана, 1979].

Что касается источников материала, то от них зависит прежде всего минеральный состав грунтов. При значительном сносе с суши

обломочных частиц в седиментационном бассейне будут формироваться терригенные отложения, а при отсутствии сноса и прочих равных условиях (глубина, соленость, температура, подвижность воды) — биогенные или пирокластические осадки.

Д а в л е н и е, с в е т. Эти два фактора связаны с глубиной прямо и непосредственно — с увеличением глубины закономерно уменьшается сила света и столь же закономерно возрастает гидростатическое давление. Проникновение света в водную массу ограничивается процессами поглощения и рассеяния. Лучи с разной длиной волны (разного цвета) поглощаются и рассеиваются неодинаково, но сила света всегда уменьшается с глубиной и для каждого цвета в отдельности и суммарно для всего спектра, даже в совершенно чистой воде. Присутствие взвеси (планктонных организмов, органического детрита, минеральной мути) заметно влияет на прозрачность воды, уменьшая толщину освещенного слоя, но суть явления от этого не меняется. Свет необходим водным растениям для их основного физиологического процесса — фотосинтеза, и поэтому распространение водорослей и морских трав ограничено небольшими глубинами. Нижняя граница фитали, т.е. зоны обитания донной растительности, зависит от глубины проникновения суммарной солнечной радиации, что в свою очередь обусловлено географической широтой. В умеренных и приполярных широтах она проходит на глубине 30–80 м, в тропиках опускается до 150–180 м [Биология океана, т. 1, 1977]. Для палеоэкологии важно, что в силу своей физиологии любая морская флора, современная или древняя, найденная на месте обитания, является надежным показателем зоны малых глубин (т.е. фитали). В то же время это единственный надежный биологический показатель глубины бассейна. Для животных самых различных классов и отрядов обычны значительные диапазоны батиметрического распространения (табл. 1).

Таблица показывает, что настоящими мелководными в привычном значении этого термина являются только безрамковые брахиоподы из родов *Lingula* и *Disciniscia*. Для других мелководных видов из разных классов (двустворки, иглокожие, брахиоподы) характерны батиметрические диапазоны от 200 до 600–700 м (например, двустворки *Mya truncata*, *Macoma calcarea*, *Astarte borealis*, брахиопода *Hemithyris woodwardi*, морской еж *Brisaster fragilis* и звезда *Asterias rubens*). В пересчете на гидростатическое давление такие диапазоны означают, что разница в 20–70 атмосфер не влияет на распространение этих видов. Но многие формы, встречающиеся уже в первых 10–25 м ниже линии отлива, опускаются почти к основанию батiali (двустворки *Saxicava arctica*, *Nucula tenuis*, *Modiolus phaseolinus*, брахиоподы *Macandrevia cranium*, *Magallania venosa*, морские звезды *Henricia sanguinolenta*, *Lophaster stellatus* и даже в абиссаль. У видов этой категории диапазон вертикального распространения превышает 2000 м, а иногда и 5000 м, т.е. здесь животные не реагируют на перепад давлений в 200–500 атмосфер. Большие батиметрические амплитуды настолько характерны для бентических животных, что биологи, занимающиеся современной морской фауной, считают виды с вертикальным диапазоном менее 1000 м по настоящему стенобатными [Тихий океан, 1969].

Таким образом, для животных гидростатическое давление не является фактором, ограничивающим их распространение. Свет также не представляет необходимого условия существования бентоса — в полной темноте живут не только все обитатели нижней батiali и абиссали, но и многочисленные зарывающиеся формы на мелководьях. В силу таких соотношений глубина бассейна представляет второстепенный фактор, почти или совсем не влияющий на расселение животных. Например, в эпиконтинентальных морях (шельф — верхняя батиаль по глубинам) батиметрия как

Т а б л и ц а 1

Распределение по глубинам некоторых донных животных

Вид	Глубина в м
Мадрепоровые кораллы (агерматипные)	
<i>Lophelia prolifera</i> (Pall)*	62–2880
<i>Madrepora ramea</i> *	70–2880
<i>Dendrophyllia</i> sp.*	1–2000
<i>Caryophyllia clavus</i> Sc.	21–2288
<i>Desmophyllum cristagalli</i> M.E. et H.	320–3383
<i>Bathyactis symmetrica</i> Pourt.	282–3141
<i>B. marencelleri</i> Vaugh.	1353–5872
Двустворки (пелециподы)	
<i>Nucula tenuis</i>	4–2190
<i>N. savatieri</i> M. et R.	140–2028
<i>N. chrysocoma</i> Dall	734–4060
<i>Spinula</i> (<i>Spinula</i>) <i>calcar</i> Dall	4160–6096
Sp. (<i>Bathyspinula</i>) <i>vityazi</i> Fil.	6475–9335
<i>Macoma calcarea</i>	3–677
<i>Saxicava arctica</i>	1–2190
<i>Modiolus phaseolinus</i> Phil.	23–2500
<i>Dacrydium vitreum</i> (Moll.)	68–3170
<i>D. albidum</i> Pels.	400–4220
<i>Mya truncata</i> L.	0–623
<i>Astarte borealis</i>	0–463
<i>Astarte crenata</i>	9–980
<i>Propeamussium malpelsonium</i> Dall	2690–4500
<i>Policordia gemma</i> (Verr.)	137–3900
<i>P. papyracea</i> (Smith)	1800–3600
<i>Poromya perba</i> Dall	2320–3518
Мшанки	
<i>Acanthodesia arctata</i> Harm.	1089–3112
<i>Crepis decussata</i> Harm.	1158–3112
<i>Farciminellum hexagonum</i> (Busk)	256–3112
<i>Kinetoskias pocillum</i> Busk	60–3953
<i>K. beringi</i> Kluge	3400–3812
<i>Arachnopsiidae monoceros</i> (Busk)	9–5719
<i>Bugula johnstoniae</i> (Grey)	219–5719
Брахиоподы	
<i>Lingula unguis</i> L.	Приливо-отливная полоса
<i>L. parva</i> Smith	
<i>Discinisca lamellosa</i> (Brod.)	5–20
<i>D. stella</i> (Gould)	0–18
<i>Pelagodiscus atlanticus</i> (King)	31–141
<i>Crania anomala</i> (Müll.)	365–5530
<i>Craniscus japonicus</i> (Ad.)	30–1478
<i>Cryptopora gnomon</i> Jeff.	23–885
<i>Frieleia halli</i> Dall	300–4060
<i>Hispanirhynchia cornea</i> (Fish.)	38–2393
<i>Liothyris vitrea</i> (Born)	439–2018
<i>Abyssothyris wyvillei</i> (Dav.)	73–2679
<i>Terebratulina retusa</i> L.	1893–5300
<i>Macandrevia cranium</i> (Müll.)	9–3614
<i>M. americana</i> Dall	9–2173
<i>Notosaria nigricans</i> (Sow.)	112–4062
<i>Leptothyrella ignota</i> M.–W.	0–800
	2000–4737

* Колониальные формы

Таблица 1 (окончание)

Вид	Глубина в м
Брахиоподы	
<i>Cnismatocentrum sakhalinensis</i> (Dall)	50-317
<i>Hemithyris woodwardi</i> (Ad.)	23-259
<i>Magellania venosa</i>	5-1900
Криноидеи	
<i>Heliometra glacialis</i> Leach	8-1350
<i>Pentamerocrinus atlanticus</i> (Perr.)	372-1674
<i>Psathyrometra fragilis</i> Cl.	440-2900
<i>Democrinus weberi</i> (Död.)	110-2050
<i>Pentamerocrinus varians</i> (Carp.)	660-2730
<i>Gliptometra inaequalis</i> (Carp.)	1115-2470
<i>Bathyrinus australis</i> (Cl.)	2515-8300
<i>Bathyrinus</i> sp.	6155-9735
Морские ежи	
<i>Strongilocentrotus droebachiensis</i> Müll	4-839
<i>Brisaster fragilis</i> D. et K.	30-624
<i>Brissopsis luzonica</i> (Grey)	10-2010
<i>Salenocidaris hastigera</i> (Agas.)	183-2610
<i>Aeropsis fulva</i> (Agas.)	1460-5200
<i>Pilematechinus vesica</i> (Agas.)	3070-4070
<i>Prionechinus agassizi</i> W.-M. et A.	420-3360
Морские звезды	
<i>Ctenodiscus crispatus</i> (Ret.)	10-2200
<i>Asterias lincki</i> Müll.	5-340
<i>A. rubens</i> L.	0-210
<i>Henricia sanguinolenta</i> Müll.	6-2030
<i>Crossaster papposus</i> L.	0-1200
<i>Abissaster tara</i> W.-M. et A.	3200-6280
<i>Eremicaster vicinus</i> (Ludw.)	3950-7245
<i>Lophaster furcilliger</i> Fish.	135-4200
<i>L. stellatus</i> Sl.	25-2425
<i>Hymenaster perissonotus</i> Fish.	410-3240

таковая не играет никакой роли, а распределение в водоеме отдельных таксонов и биоценозов обуславливают другие особенности среды обитания.

Подводя итог сказанному выше, можно констатировать, что многочисленные факторы абиотической среды по разному комбинируются в водоемах и по разному сочетаются даже в различных частях одного бассейна. Такая независимость большинства факторов, слагающих обстановку обитания, друг от друга, и в частности от глубины, показывает, что: 1) батиметрическое положение не является показателем обстановки в целом; 2) каждый фактор действует на фауну самостоятельно; 3) взаимодействие многих независимых величин создает огромное разнообразие условий, к которым должны приспособиться животные и которые не укладываются ни в какую простую, универсальную схему.

ИНДИКАТОРНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ФАУНЫ И ФАКТОРЫ, ЛИМИТИРУЮЩИЕ ЕЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Экология как наука развивалась преимущественно на материале наземных растений и животных, но ее наиболее общие положения остаются в силе для водных, в том числе морских бентических организмов, хотя морская среда и накладывает свой отпечаток на их распределение и взаимоотношения. Этот отпечаток проявляется прежде всего в структуре биоценозов (сообществ). На суше сообщество представляет систему организмов разных трофических уровней, связанных главным образом отношениями типа хищник—жертва, точнее пища—потребитель пищи. Простейший пример пищевой цепи таков: трава — травоядные млекопитающие — хищные млекопитающие. В противоположность этому типичный донный биоценоз населен в основном потребителями детрита [Несис, 1977], т.е. формами, использующими один источник пищи или, что то же, находящимися на одном трофическом уровне. Морские донные биоценозы представляют, таким образом, группы видов, которые обычно встречаются вместе благодаря сходству требований к абиотическим факторам и наименьшим конкурентным взаимоотношениям членов группы. Межвидовая конкуренция сводится к минимуму весьма разнообразными биологическими механизмами — например, тем, что одни виды собирают питательные частицы с поверхности грунта, а другие отфильтровывают их непосредственно из воды. Конкуренция между фильтраторами в свою очередь устраняется неодинаковым размером частиц, которые могут потреблять разные виды и т.д. В результате дифференцированной специализации складывается комплекс форм, объединенных одинаковым отношением к среде обитания, т.е. на первый план выступает приспособленность организмов к абиотическим условиям, позволяющая обоснованно использовать их в качестве индикаторов фациальной обстановки в тех случаях, когда отсутствуют характеризующие ее прямые данные (замеры температуры, определения солености, гидродинамических параметров). В этом заключается принципиально важная специфика любого морского бентоса, современного и древнего. Индикаторное значение фауны особенно существенно для прикладной палеоэкологии, которой приходится реконструировать многие черты историко-экологических процессов, не имея возможности прямо их наблюдать и измерять.

Существенную роль в понимании приспособленности организмов к определенной среде играет понятие ограничивающего (лимитирующего) фактора. Каждый вид животных и растений может переносить лишь некоторый диапазон изменений отдельных факторов, слагающих среду обитания. Графически это обычно изображается кривой (рис. 6), которая называется кривой толерантности. Некоторый отрезок на шкале фактора, в пределах которого организм чувствует себя лучше всего, называется оптимумом, а зона, в которой вид благополучно живет и размножается, — оптимальной зоной. В обе стороны от оптимальной зоны условия существования вида становятся все более трудными, количеств особей уменьшается, размножение ослабевает или даже прекращается совсем, так что небольшая популяция сохраняется за счет вселенцев из более благополучных фаций. Наконец, если какой-либо фактор (например, температура или соленость) находится ниже критической границы или превосходит максимальный уровень, животные погибают и вид выпадает из числа обитателей данного биотопа, даже при вполне подходящих значениях всех остальных факторов. Фактор, выходящий за пределы выносливости вида или группы видов, образующих сообщество, является лимитирующим, так как именно он обуславливает их расселение в пространстве [Odum, 1959]. Но по мере

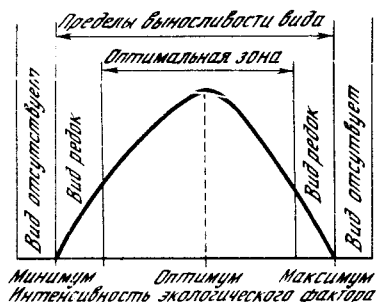


Рис. 6. Кривая толерантности

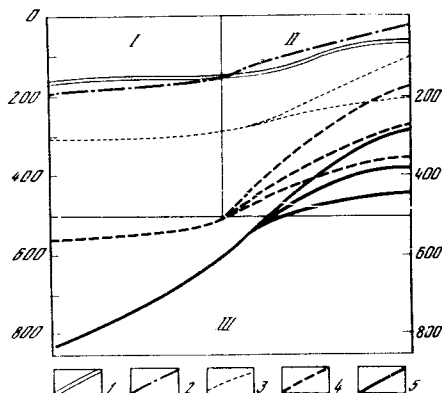


Рис. 7. Изменение глубин обитания донной фауны в арктических морях [Филатова, Зенкевич, 1957]

I — Баренцево море; II — Карское море; III — центральная часть Полярного бассейна; 1—3 — основные биоценозы Баренцева моря; 4 — батимальная атлантическая фауна из теплого промежуточного слоя; 5 — абиссальная фауна Полярного бассейна

приближения к отсеивающим рубежам, уже в неблагоприятной зоне, где вид встречается редко (рис. 6), давление этого фактора резко усиливается, и он в значительной степени контролирует присутствие и численность представителей вида.

Рассмотрим несколько примеров. Двустворка *Modiolus phaseolus*, массовая форма биоценоза фазеолинового ила в Черном море, широко распространена также в северной части Атлантического океана. В Черном море *M. phaseolus* живет на глубине 50—180 м, на илистом грунте, при температуре 6,95—8,9° и солёности 19—21‰. У берегов Исландии он обитает на глубине 23—1264 м, при температуре 3,9—7,3° и солёности 34—35‰, на илах, песке и ракушечнике, в открытом море, а также в фиордах и заливах. Если же учесть все местонахождения в Атлантическом океане, то окажется, что *M. phaseolus* распространен от приливо-отливной зоны до наибольших глубин этого океана [Зенкевич, 1963]. В Средиземном море, являющемся соединительным звеном между Атлантическим океаном и Черным морем, *M. phaseolus* встречается редко, на глубине 200—2500 м, т.е. тут заметно понижается его верхняя батиметрическая граница. Кажущаяся мелководность этой двустворки в Черном море определяется тем, что ниже 180 м начинается безжизненная сероводородная область. При исключении этого совершенно специфического момента получается, что *M. phaseolus* практически не связан с глубиной и с грунтами, переносит широкий диапазон солёностей (19—35‰) и лишь небольшой диапазон температур (он приспособлен к низким положительным температурам). Поэтому в Средиземном море, где поверхностный слой воды сильно прогрет, а от глубины 160—200 м до дна держится температура около +13°, моллюск не поднимается выше двухсотметровой изобаты и, находясь близ границы своей термической выносливости, даёт очень небольшую численность.

Определяющая роль "узких" факторов заметна в распространении не только отдельных видов, но и целых биоценозов. Так, глубоководные сообщества, состоящие из стенотермных холодноводных видов, приспособ-

собранных к обитанию в темноте, поднимаются на значительно меньшие глубины в арктических и антарктических зонах океанов, где условия существования по некоторым факторам сходны с таковыми в батии и абиссали. Это сходство выражается в том, что в высоких широтах низкая температура со слабыми годовыми колебаниями распространяется до поверхностных горизонтов морей, а почти круглогодичный ледовый покров создает необходимое затемнение [Виноградова, 1958; Зенкевич, 1963]. На рис. 7 изображено изменение батиметрического положения комплексов видов и биоценозов в наших северных морях [Филатова и Зенкевич, 1957]. Рисунок иллюстрирует последнее звено этого изменения, но надо помнить, что абиссальная фауна в Полярном бассейне обитает на глубине свыше 3000 м, т.е. в Карском море она поднимается более чем на две тысячи метров. Положение батимальной атлантической фауны изменяется по крайней мере на несколько сот метров.

Любопытный случай влияния температуры на донное население представляют теплые оазисы в районе Галапагосского рифта, на глубине 2500 м. Здесь при помощи подводного аппарата "Элвин" исследователи обнаружили выходы подводных гейзеров, вокруг которых наблюдается необычайно высокая концентрация разнообразных животных — крабов, полихет, гастропод, двусторков, гидроидов, мшанок, морских лилий и актиний [Keen, 1977]. Температура воды вблизи гейзеров достигает 10° на фоне обычных для этого района 2° . Соленость придонных вод, содержание кислорода, гидростатическое давление в оазисах и за их пределами одинаковы.

Такой эффект гидротермального подогрева связан с тем, что низкая температура тормозит обмен веществ у морских животных и чем она ниже, тем сильнее, так что требуются специальные физиологические приспособления для обеспечения нормальной жизнедеятельности в суровом термическом режиме [Биология океана, т.1, 1977]. Наиболее жесткие условия в этом отношении наблюдаются, с одной стороны, в морях высокой Арктики и Антарктики, а с другой стороны, на больших океанических глубинах. Поэтому здесь температура выступает как лимитирующий фактор для одних форм и сильный контролирующий для других, так что ее изменение не только на 8° , но даже на $3-4^{\circ}$ заметно отражается на составе донной фауны, в особенности при переходе от отрицательных значений к положительным. Последний случай имеет место в Арктическом бассейне. Там слой теплых атлантических вод, температура которых как раз на $3-4^{\circ}$ выше, чем в подстилающих и покрывающих его холодных водных массах (см. выше), приносит с собой на северные окраины высокоарктических сибирских морей целый ряд более теплолюбивых арктическо-бореальных форм [Зенкевич, 1963]. В то же время колебания температуры в границах того отрезка, который благоприятен для большинства бентических животных, никак не влияют на пространственное распределение фауны. Например, на шельфе Адриатического моря, где круглый год держится достаточно высокая температура, распространение комплексов донных фораминифер определяется не температурой, а другими факторами [Fregni, 1979].

Совершенно иной лимитирующий фактор выступает при сравнении ультраабиссальной фауны некоторых глубоководных желобов. Обстановка обитания в желобах определяется такими показателями — нормальная морская соленость ($34,58-35,03\text{‰}$), постоянная низкая температура, близкая к 0, благоприятный кислородный режим и огромное гидростатическое давление, до 1100 атм. [Беляев, 1977]. Поэтому ультраабиссальный бентос состоит из холодноводных форм, которым удалось преодолеть барьер давления, но и эти животные весьма неравномерно распределяются

Таблица 2

Групповой состав, видовое разнообразие и обилие животных в траловых уловах [Беляев, Миронов, 1977]

Группа	Марианский желоб		Курило-Камчатский и Японский желоба	
	6000–8500 м (4 лова)	8500– 10700 м (5 ловов)	6000–8500 м (24 лова)	8500–9600 м (8 ловов)
Губки	1 (25)	—	1,9 (46)	+ (25)
Актинии	10,5 (50)	44,5 (80)	2,1 (83)	0,5 (62)
Полихеты	11,5 (50)	9,5 (80)	14,7 (100)	4 (100)
Ракообразные	12 (50)	25 (80)	14,2 (100)	+ (62)
Двусторки	7 (50)	7 (40)	23,2 (62)	6,5 (75)
Прочие моллюски	—	—	4,5 (83)	+ (23)
Голотурии	36 (75)	14 (60)	17,8 (92)	82 (100)
Морские звезды	—	—	2,7 (50)	—
Офиуры	20,5 (50)	—	7,8 (54)	—
Прочие	1,5	—	5,3	5
Среднее число видов в улове	5	4	31	12
Среднее число экземпляров животных в улове	18	10	715	5696
Средний вес животных в улове, г	6	6	504	1583

Примечание. Для каждой группы животных указан средний процент по численности в уловах, а в скобках — встречаемость в процентах; (+) — средний процент численности менее 0,1; (—) — животные данной группы отсутствовали во всех пробах.

по разным желобам (табл. 2). Как видно из таблицы, Марианский желоб характеризуется резким качественным и количественным обеднением фауны по сравнению с желобами северо-западной части Тихого океана. Среднее число видов здесь в 3–6 раз меньше, чем в Курило-Камчатском и Японском желобах, среднее число экземпляров животных меньше на 1–2 порядка, а средний вес — на 2–3 порядка. Свообразием отличается и групповой состав фауны на глубинах более 8500 м. Вместо преобладания детритофагов, питающихся органическими веществами из верхнего слоя грунта (в основном голотурий), в Марианском желобе доминируют актинии и ракообразные (44 и 25% по численности), т.е. животные, которых принято считать плотоядными. Возможно, что актинии способны в этих условиях не только питаться животными, но и улавливать из воды оседающие частицы детрита до того, как они попадут на дно [Беляев, Миронов, 1977].

Что же определяет богатство фауны Курило-Камчатского и Японского желобов и крайнюю бедность фауны Марианского? Для глубоководного бентоса, помимо физических особенностей среды обитания, большое контролирующее значение имеет обеспеченность пищей. Океанические глубины снабжаются питательными веществами только со стороны — за счет оседания органических остатков из поверхностной продуктивной толщи воды и за счет их сноса с прибрежных мелководий. И как раз по этому фактору существенно различаются сравниваемые желоба. Первые два расположены в прибрежных районах, характеризующихся высокой продуктивностью планктона в поверхностных водах и обильным развитием жизни на соседних шельфах, а Марианский желоб находится в одном из самых малопродуктивных районов океана, вдалеке от значительных массивов суши.

Скудное поступление органических остатков и, как следствие, недостаточная их концентрация в донном осадке и на его поверхности обуславливают как общую малочисленность бентических животных в Марианском желобе, так и слабое развитие детритофагов. Дефицит питательных веществ, естественно, слабее ощущается в верхней зоне желоба, чем в нижней, а наличие на его склонах пологих ступеней, покрытых тонкозернистыми илами, вероятно, определяет более заметную роль голотурий и офиур на глубине 6000—8500 м (36 и 20,5% по численности, хотя в абсолютных цифрах это будут единицы экземпляров). В Курило-Камчатском и Японском желобах, наоборот, бентос богаче на дне, чем на склонах, и среднее число животных в улове достигает внушительной цифры 5696 экз. (табл. 2). Среди них резко доминируют голотурии, но даже 6,5%, приходящиеся на долю двусторок, дают 370 экземпляров на один улов.

Таким образом, при сравнении глубоководных желобов между собой обнаруживается совершенно специфический лимитирующий фактор, а именно кормность. Другими словами, различия развития жизни в пределах ультраабиссальной зоны в первую очередь зависят от различий трофических условий на склонах и на дне желоба и в желобах разных районов [Беляев, 1977].

Проанализируем еще один пример — условия существования устриц. Благодаря своему большому промысловому значению эти моллюски хорошо изучены, и в литературе содержится исчерпывающий материал по их физиологии и экологии. Устриц насчитывается около 50 видов, но все они очень изменчивы, так что таксономический ранг отдельных популяций оценивается разными исследователями (весьма неодинаково — от местных морф до самостоятельных видов. В то же время некоторые основные особенности (способ питания, прикрепления, отсутствие сифонов) одинаково свойственны всем таксонам, что позволяет в экологическом плане говорить о группе устриц в целом.

Устрицы — неподвижные формы с крупной, обычно тяжелой раковиной, прирастающие к субстрату (камням, раковинам других устриц или иных моллюсков), питающиеся взвешенными в воде органическими частицами. Живут одиночными экземплярами и большими скоплениями на глубине от 1 до 50—70 м, в диапазоне соленостей от 12 до 37‰, причем свободно переносят сильные колебания этого фактора. Размах колебаний температуры тоже может быть значительным (до 22°), но требуется достаточный летний прогрев, хотя бы сравнительно кратковременный, так как размножение устриц происходит при температуре не ниже 18—20°. Этот момент лимитирует географическое распространение устриц, которые не проникают на север далее 66° с.ш. Однако зона их обитания весьма обширна, и в ее пределах самым узким фактором, ограничивающим возникновение устричников, является гидродинамика и связанный с ней характер грунта. С одной стороны, подвижность воды не должна быть слишком слабой, поскольку лишь ее движение обеспечивает пищу и кислородом прочно прикрепленных животных. А с другой стороны, при значительной скорости водных токов, взмучивающих донный осадок и несущих обильную минеральную взвесь, не защищенные сифонами открытые жабры устриц засоряются, фильтрация воды, необходимая для питания и дыхания, прекращается, и животные погибают. Поэтому нередко после сильных штормов наблюдается гибель целых устричных банок вследствие заноса их илом и песком. Соответственно и грунт должен быть плотный, способный поддержать тяжелую раковину, не забивающий жабры минеральной мутью. Только при наличии такого тонко сбалансированного гидродинамически-седиментационного равновесия могут образоваться и процветать устричники, если же этот

двухединный фактор выходит за жесткие рамки благоприятных значений, устричник не развивается, хотя бы все другие условия были вполне подходящими.

В природе везде, где встречаются естественные устричники, выдерживается этот основной лимитирующий параметр, но конкретные фациальные обстановки оказываются при этом очень разнообразными. Это может быть океаническая сублитораль (например, побережье Португалии), шельф внутренних морей (например, Черного), различные заливы и лагуны. Разнообразие достигается за счет того, что широко варьируют солености, глубины (от периодически осушающейся приливо-отливной зоны до 50—70 м), ход годовых колебаний температуры и даже грунты, поскольку для устриц важны не петрографический и гранулометрический состав субстрата, а его физические свойства — прочность и неподвижность. Поэтому грунт может быть скальной коренной породой, плотным илистым песком, илом с камнями и раковинами или галькой. Защитой от сильных волнений, вызывающих перемещение донного осадка, служит либо локализация устричника ниже зоны взмучивания, либо наличие экранирующей косы или бара. Точно так же разные обстановки представляют абиссаль Полярного бассейна и депрессии в пределах эпиконтинентального Карского моря (см. выше). В общей форме можно сказать, что "узкие" факторы образуют как бы стандартный каркас фаций, к которым приспособлены организмы, а "отделка" может существенно варьировать из-за различия в тех условиях, значительные изменения которых животные переносят свободно.

Неодинаковая зависимость бентических животных от различных факторов среды обитания проявляется не только в отношении отдельных таксонов, но и биоценозов и фаун целых водоемов. В экологии давно уже установлено, что местообитания, экологически оптимальные, отличаются высоким разнообразием животных — присутствием многих крупных таксонов (классов, отрядов), каждый из которых в свою очередь представлен различными родами и многочисленными видами. По мере отклонения от оптимума разнообразие уменьшается, и в наиболее отклоняющихся условиях бентическое население сводится к одному-двум видам. Для морского бентоса самой благоприятной обстановкой является нормальное море, т.е. область, в которой все факторы среды не выходят за пределы значений, приемлемых для большого числа представителей многих классов. На рис. 8 изображены такие нормально-морские сообщества — современные (I, II), раннепермские (III) и раннекаменноугольные (IV). Несмотря на огромную разницу во времени, все разновозрастные сообщества сходны в том отношении, что в них входит 8—9 таксономических категорий высокого ранга. Это создает однотипную структуру, сразу бросающуюся в глаза на рисунке, и отражает основную закономерность; т.е. разнообразие бентических животных в оптимальных условиях, хотя количественные соотношения отдельных групп и их набор меняются в соответствии с геологическим временем и местными отличиями среды обитания. В палеозойских сообществах присутствуют полностью вымершие группы (трилобиты, кораллы ругозы и табуляты), особыми семействами и родами представлены иглокожие и брахиоподы, но на каждом временном срезе нормально-морские сообщества включают больше крупных таксонов, чем сообщества любых других обстановок. Количество видов в ископаемых сообществах всегда меньше, чем в современных биоценозах, за счет отсутствия форм, лишенных твердого скелета, но в нормально-морских группировках наиболее распространенные классы нередко насчитывают от 25 до 40 видов. Так, в раннекаменноугольном комплексе (рис. 8, IV) брахиоподы пред-

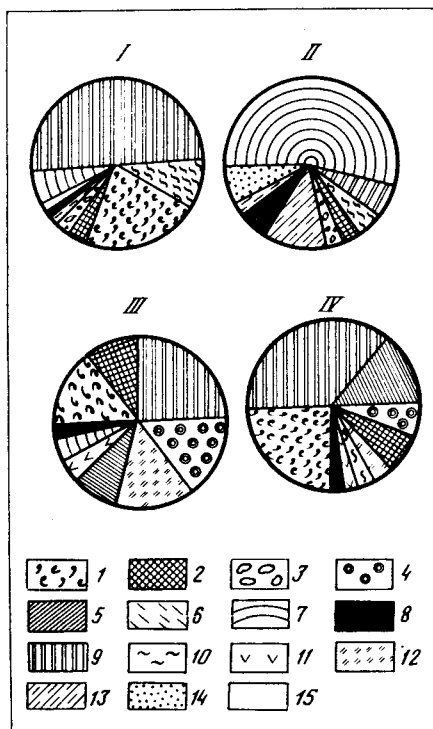


Рис. 8. Состав современных и ископаемых донных сообществ открытых нормальных морей

I — юго-западная часть Баренцева моря; II — юго-восточная часть Баренцева моря [Зенкевич, 1977]; III — Уфимское плато, ранняя пермь (артинский ярус); IV — Кузнечский бассейн, ранний карбон (турне, крапивинская толща фоминского горизонта)

1 — брахиоподы; 2 — мшанки; 3 — кишечнополостные бесскелетные; 4 — кораллы ругоза; 5 — кораллы табулята; 6 — губки кремневые; 7 — двустворки; 8 — гастроподы; 9 — иглокожие; 10 — полихеты; 11 — трилобиты; 12 — фораминиферы; 13 — радиообразные; 14 — туникаты (оболочники); 15 — varia

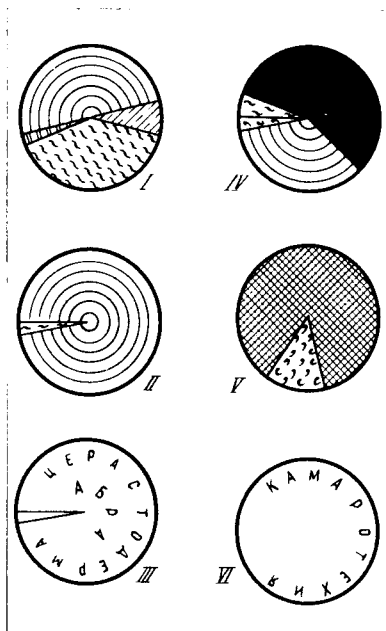


Рис. 9. Состав донных сообществ внутренних морей и заливов, с режимом, отклоняющимся от нормально-морского

I — Белое море ($27-28^{\circ}/_{00}$); II — юго-западная часть Балтийского моря, биоценоз Масома бальтика; III — Азовское море [Зенкевич, 1927]; IV-VI — ранний карбон Кузнечского бассейна: IV — р. Кондома, визе, музжухинская толща подъяковского горизонта; V — р. Чумыш, кровля турне, костенковская толща; VI — р. Чумыш, костенковская толща. Условные знаки — на рис. 8

ставлены 27 видами, принадлежащими к 22 родам, а редкие в этой фации фораминиферы — 9 видами 6 родов.

Отклонения от нормально-морского режима наблюдаются во внутренних морях, заливах и лагунах. На рис. 9 изображены некоторые современные биоценозы таких водоемов (рис. 9, I-III) и раннекаменноугольные сообщества аналогичной структуры (рис. 9, IV-VI). Изменения структуры биоценозов в ряду Белое-Балтийское-Азовское моря связаны прежде всего с разными степенями опреснения, но связь эта не прямолинейна и иногда усилена одновременным действием других факторов. В Белом

море (рис. 9, I) опреснение незначительно (соленость в местах обитания изображенного биоценоза — $27-29^0/_{00}$), и в заметном обеднении его фауны как по таксономическому составу, так и по обилию играют роль не только соленость, но и другие гидрохимические особенности [Зенкевич, 1963]. Моря Балтийское и Азовское (рис. 9, II—III) — это сильно опресненные водоемы, и в биоценозах здесь резко преобладают представители одного класса (двустворки). В Азовском море местами все донное население сводится к двум видам этой группы — *Cerastoderma edule* и *Abra ovata*, но тут к опреснению добавляются неблагоприятные условия аэрации [Зенкевич, 1963; Иванова, 1973].

По сходству структур нижнекаменноугольных сообществ (рис. 9, IV—V) и перечисленных выше современных биоценозов можно было бы думать, что и в раннем карбоне Кузбасса мы имеем дело с опреснением разной интенсивности. Однако в этом случае признаки, позволяющие предполагать опреснение, отсутствуют. Приток с суши большого количества пресной воды неизбежно сопровождается поступлением значительных масс терригенного материала, а породы, вмещающие изображенные на рисунке сообщества, — это либо пласты известняков среди туфогенных отложений (рис. 9, IV), либо сильно известковистые туфопелиты (рис. 9, V), либо известняки с примесью как туфогенного, так и терригенного материала, причем последний составляет не более 10% породы (рис. 9, V).

Как известно, вулканический пепел, осевший в море, подвергается разложению, при котором выделенные вещества, попадая в воду, в той или иной степени изменяют ее химизм, а впоследствии приводят к образованию аутигенных минералов. В частности, для известковых туфопелитов, туффитов и туфоизвестняков характерны идиоморфные кристаллики альбита и кварца [Розонова, 1963; Ван, 1969]. Те и другие встречаются в породах, заключающих рассматриваемые сообщества, и документируют присутствие в иловых растворах продуктов разложения пирокластики. А наличие этих веществ в придонной воде и их угнетающее действие на бентических животных подтверждается закономерным резким обеднением фауны при значительном содержании пепловых частиц в осадке. Собственно туфогенные породы бывают совершенно немymi, а в карбонатно-туфогенных и туфогенно-карбонатных разностях иногда встречаются остатки мшанок и наиболее эврибионтных брахиопод (теребратулid и камаротехий). Максимальной эврибионтностью отличаются камаротехии, способные существовать во всех самых неблагоприятных обстановках [Сарычева и др., 1962].

В рассмотренных выше примерах лимитирующими были пять различных факторов: температура (фауна высоких широт), количество пищи (глубоководные желоба), соленость (внутренние моря), гидродинамика (распространение устричников) и аномальная гидрохимия (каменноугольное море Кузбасса). Это значит, что любой фактор становится лимитирующим, когда он приближается к границам выносливости вида, биоценоза или какого-либо класса животных, и именно он определяет структуру сообществ и распространение организмов. А отсюда вытекает важный вывод: ведущая роль, которую играют лимитирующие факторы в общем облике, обилии фауны и строении бентических комплексов, позволяет восстанавливать по ним только эти факторы, но не фациальную обстановку со всеми ее особенностями. Этот вывод выражает основную закономерность связи организмов со средой обитания и в полной мере относится к древним фаунам любого возраста и к водоемам, не имеющим аналогов в современности. Так, например, напряженность отношений к солености в настоящее время

свойственна только населению опресненных водоемов, но она так же четко проявляется и в палеозое в совершенно своеобразных, ныне не существующих огромных бассейнах, где происходило формирование угленосных толщ в условиях пониженной и неустойчивой солености [Македонов, 1965; Бетехтина, Шугуров, 1966; Бетехтина, 1974]. Изменения фаунистических комплексов отражают здесь частые и многократные колебания солевого режима, причем контролирующий фактор выступает особенно ясно, когда бентос меняется по вертикали в одном и том же литологическом типе породы. Например, в Печорском бассейне иногда пресноводные двустворки (антракозиды) и солоноватоводные лингулы занимают разные уровни в однородном пласте аргиллита в одной точке бассейна [Македонов, 1965].

По структурам ископаемых сообществ мы можем непосредственно наметить биофациальную зональность, т.е. установить оптимальную зону каждого водоема и акватории, с условиями, в разной степени отклоняющимися от оптимума, но выяснение причины отклонения обычно требует дополнительных литологических, геохимических и общегеологических данных. Так, представленные на рис. 9 одинаковые ряды упрощающихся структур некоторых современных биоценозов и древних сообществ обусловлены действием разных факторов: в первом случае это понижающаяся соленость, а во втором — возрастающая концентрация вредных микроэлементов. Этот последний фактор выявился в результате определения роли пирокластики в составе вмещающих фауну отложений, исследования аутигенных диагенетических минералов и сравнения фаунистических и литологических особенностей одновозрастных пород в последовательности от чистого известняка до туфа.

Общегеологические данные включают такие показатели, как площадь распространения каждой изучаемой фации, характер ее переходов в одновозрастные отложения другого типа, контакты с подстилающими и покрывающими толщами, мощности и породные парагенезы. Эти общегеологические материалы позволяют избежать таких ошибок, как выделение "лагун" посреди моря и "лагунных" осадков, непосредственно переходящих в "глубоководные" [Калашников, 1967], или объяснение бедности фауны в маломощных пачках (первые десятки метров) высокой скоростью осадконакопления [Иванова, 1949]. Наиболее ценные сведения дает детальный сравнительный анализ многих местонахождений однотипной фауны, который выявляет как самые изменчивые их признаки, так и самые устойчивые, т.е. определяющие. Иногда истинная природа связи животных со средой обитания обнаруживается благодаря исключениям — случаям, когда бентическое сообщество или какой-либо таксон встречаются не в той обстановке, как обычно. Сопоставляя эти исключения с "нормальными" условиями, легче всего установить, какие именно факторы определяют существование данного сообщества, а какие могут быть изменены без изменения последнего.

Вполне очевидно поэтому, что распространенный способ интерпретации генезиса древних осадков и характера фаунистических комплексов при помощи подыскания современных аналогов является методически совершенно неправильным. При подобном сравнении особенности ископаемой фауны и вмещающей ее породы сопоставляются с признаками биоценозов ныне живущих морских животных и их местообитаний, устанавливается сходство, и затем на древний водоем целиком переносится обстановка, в которой встречаются взятые для сравнения биоценозы. При такой суммарной параллелизации древнему морю неизбежно приписываются совершенно случайные черты современной обстановки, возникшие благодаря комбинации второстепенных, несущественных факторов. Вероятно, многие

длительные споры о происхождении тех или иных типов пород и ошибки фашиально-палеогеографических построений, опирающихся на актуалистические данные, объясняются использованием таких общих аналогий, с которыми сопряжено неверное понимание наблюдаемых в настоящее время явлений.

Возьмем, например, проблему происхождения писчего мела, которой посвящена обширная литература. Из условий образования этой своеобразной породы определялась прежде всего глубина, на которой отлагался исходный осадок. Поскольку мел по своим породообразующим компонентам обнаруживает близкое сходство с глубоководными кокколитовыми и фораминиферо-кокколитовыми илами, "большие затруднения возникали при попытках увязать безусловное сходство писчего мела с современными глубоководными пелагическими осадками, с одной стороны, и с несомненными свидетельствами образования его на небольших глубинах — с другой" [Найдин, 1979]. В действительности никаких противоречий здесь нет, так как для накопления кокколитового или фораминиферо-кокколитового осадка строго необходимы лишь немногие условия: 1) чрезвычайно пышное развитие известкового планктона, в особенности водорослей-кокколитофорид; 2) резкое ослабление сноса в бассейне терригенного минерального материала и 3) небольшое количество остатков бентической фауны. Ни одно из этих условий не связано закономерно с глубиной бассейна, которая в данном случае является второстепенным фактором с весьма широким диапазоном допустимых изменений, не оказывающим непосредственного влияния на характер осадка. Именно поэтому мел может быть и мелководным и абиссальным. Обстоятельством, требующим объяснения, является не его батиметрическое положение, а прежде всего причина исключительного расцвета кокколитофорид в позднемеловую эпоху.

Резюмируя все сказанное выше, можно сформулировать следующие положения.

1. Данные по биологии современных морских организмов с геологической точки зрения имеют двоякое значение. Во-первых, они служат источником сведений о существовании в природе процессов, которые нельзя предсказать путем логических умозаключений, и показывают принципиальную возможность или невозможность тех или иных явлений. Во-вторых, только на современном материале, который включает одновременно и фауну и точные параметры среды ее обитания, можно выяснить истинный характер связи организмов со средой.

2. Основная закономерность взаимоотношений организмов со средой обитания как в настоящее время, так и в геологическом прошлом заключается в том, что в любой фацальной обстановке из сложного комплекса факторов, перекрещивающихся в данной точке, лишь немногие обуславливают присутствие определенных таксонов или комплексов животных, а остальные меняются в разных комбинациях, практически не отражаясь на составе сообществ. Контролирующая или лимитирующая роль принадлежит факторам, приближающимся к границам выносливости вида, рода, сообщества, и в неодинаковых условиях для разных животных лимитирующими могут быть различные факторы. Поэтому не существует никакой единой, универсальной схемы, объясняющей распространение бентических организмов. В частности, не является таким универсальным ключом батиметрическая зональность, которую часто принимают за решающую причину изменения разновозрастных фаунистических комплексов.

3. По фауне можно реконструировать только лимитирующие факторы, поскольку факторы с широким диапазоном допустимых изменений слабо или совсем не влияют на состав и структуру бентических группировок.

В геологическом материале не только полная характеристика фациальной обстановки, но и определение того, какой именно фактор был лимитирующим, требует привлечения и тщательного анализа литологических, общегеологических и геохимических данных. Значение собственно экологических данных (таксономическое разнообразие, преобладание в сообществе тех или иных групп, присутствие водорослей, индивидуальные размеры раковин или колоний, способ прикрепления, обрастания, формы роста и т.д.) очень велико в том отношении, что организмы более чутко, чем осадки, реагируют на особенности и изменения внешней среды. Они являются тонким, чувствительным индикатором, направляющим нашу мысль и исследования на поиски специфики конкретных седиментационно-палеогеографических обстановок.

4. Никакие цифровые характеристики солёности, температуры, глубин и других особенностей древних морей на основании аналогий с современностью по ископаемой фауне устанавливать нельзя. Аналогии, по крайней мере для палеозоя, не имеют оснований, так как за сотни миллионов лет эволюционировала жизнь и тектоно-седиментационные процессы. В палеозойских морях господствующее положение занимали достигшие огромного разнообразия представители полностью вымерших классов и отрядов, биология которых неизвестна (археоциаты, ругозы, табуляты, строматопоридеи, шесть отрядов брахиопод, два отряда мшанок и т.д.). У ряда таксонов (например, стебельчатых криноидей) произошло изменение адаптаций и области обитания. С другой стороны, в настоящее время нет ничего похожего на колоссальные эпиконтинентальные палеозойские моря с карбонатной седиментацией. Карбонатонакопление сосредоточено ныне главным образом на значительных глубинах пелагической области океанов, а мелководные известковые осадки имеют прерывисто-локальное распространение, в целом весьма ограниченное. Не существуют в современную эпоху и аналоги обширных угленосных бассейнов палеозоя. Эти и многие другие различия ограничивают применимость актуалистической информации теми ее аспектами, которые охарактеризованы в пунктах 1—3.

ЗАПОЛЯРНЫЕ КОРАЛЛОВЫЕ РИФЫ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Широко распространенные среди геологов представления об экологии кораллов имеют в своей основе общеизвестные данные о приуроченности современных коралловых рифов к тропической зоне, к водам глубиной не более 50 м, с температурой, редко и незначительно опускающейся ниже 20°С. Это положение недавно четко сформулировано А.П. Лисицыным [1974]: "рифy не встречаются в водах, где температура хотя бы на непродолжительное время падает ниже 18°С". В геологической литературе эти данные претерпели существенную трансформацию в том смысле, что экологические особенности рифостроящих видов были распространены не только на все вообще мадрепоровые кораллы, но и на кораллы палеозойские, весьма отдаленно связанные с мадрепорариями. При этом убеждение, что любые кораллы есть и всегда были животными весьма мелководными и теплолюбивыми, сложилось очень прочно. Во многих работах, так или иначе касающихся вопросов палеогеографии и фациального анализа, присутствие кораллов, в особенности колониальных, приводится как признак мелководности вмещающих отложений, а отсутствие кораллов — как характерная особенность относительно глубоководных отложений. Коралловые рифы, в самом широком значении этого слова, и даже

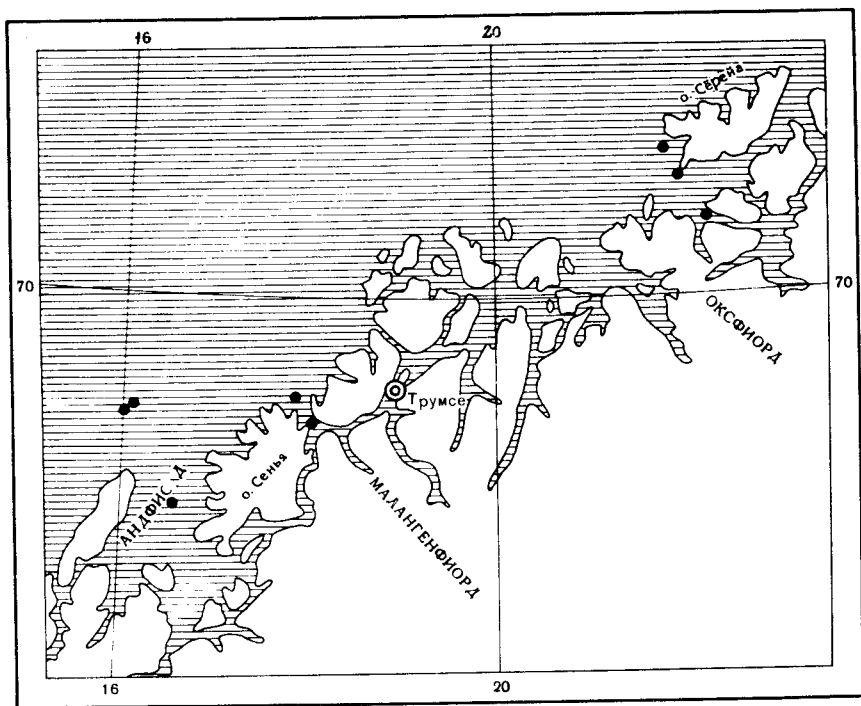


Рис. 10. Распространение живых коралловых рифов (биогермов) близ берегов Северной Норвегии [С. Dons, 1934, 1935]. Черные кружки — рифы

некоралловые палеозойские органогенные постройки нередко рассматриваются как показатель тропического или субтропического климата [Антропов, 1968; Крашенинников, 1975].

Однако в 1933–1935 гг. живые коралловые рифы были найдены у берегов Норвегии к северу от 69-й параллели на глубине более 200 м и описаны в ряде статей К. Донса [Dons, 1934, 1935, 1944]. Их распространение показано на рис. 10, причем самый южный риф (в Андроис-д.) имеет координаты $69^{\circ}14'$ с.ш. и $16^{\circ}40'–41'$ в.д., а самый северный — $70^{\circ}34'$ с.ш. и $21^{\circ}44'$ в.д. Эти рифы представляют собой твердые холмообразные постройки разного размера, возвышающиеся над дном на несколько десятков метров. Сведения об их форме, размерах и мощности немногочисленны, так как подробно были обследованы лишь немногие рифы, а изучение их производилось при помощи драгирования и других способов получения донных образцов с корабля. Наиболее детально исследованная постройка была несколько более 200 м в длину, и высота ее равнялась 40 м, причем вершина рифа находилась на глубине 280 м, а подошва — 320 м (рис. 11, а). У другого рифа, расположенного близ о-ва Сёрёй (рис. 10), вершина находилась на глубине 260 м, до глубины 290 м шли живые кораллы, а отсюда до глубины 350 м — мертвые, что дает общую высоту коралловой структуры 90 м.

Основным рифообразователем, создающим твердый каркас постройки является колониальный мадрепоровый коралл *Lophelia* (*Lophohelia*) *prolifera* (Pall.) с крупными ветвистыми полипниками до 60 см в диа-

метре. Кроме того, в образовании каркаса участвуют колониальный коралл *Madrepora ramea* и гидроид с известковым скелетом *Stylaster gemmascens*, но они, по-видимому, не идут севернее устья Малангенфиорда (рис. 10), так что дальше единственной каркасной формой остается лофелия. Как и тропические рифы, заросли лофелий дают приют обильной и разнообразной фауне. Здесь обитают восьмилучевые горгониевые кораллы, мягкие кораллы альционарии, морские звезды, ежи и лилии, мшанки, брахиоподы, моллюски, полихеты, ракообразные и рыбы, с той разницей, что число видов в пределах каждой группы значительно меньше, чем в тропиках. Заполнение первичных пустот между колониями мадрепор и лофелий, наращивание массы, а отчасти и общих размеров полярных рифов происходит способом, обычным для органических построек, в том числе тропических, т.е. за счет накопления органогенного детрита и почти цельных скелетных остатков [Корольюк, 1975а]. Поставщиками детрита являются прежде всего иглокожие, чьи скелеты распадаются на огромное количество пластинок, и горгониевые кораллы, известковые части которых представлены многочисленными мелкими спикулами.

Lophelia prolifera — эврибатный вид практически всесветного распространения. Она встречается на глубинах от 62 до 2880 м [Тихий океан, т. 7, 1969], от полярных широт до экватора, где опускается на большую глубину, в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, а также в Средиземном море. Температура, при которой находили живых *L. prolifera*, колебалась от +0,3 до +13,6°С (самая низкая температура была получена у Фаррерской банки, а самая высокая — около Сицилии) [Jungersen, 1916]. *Madrepora ramea* — также форма эврибатная (70–2880 м) и космополитная, но постройки, образованные этими видами кораллов, ограничены более узким диапазоном условий. Есть сообщение, что в норвежских водах минимальная глубина, до которой поднимаются живые лофелиевые рифы, близка к 60 м [Teichert, 1958], но это скорее исключение, и в основном они развиваются на глубине 200–300 м, либо на скалистом краю шельфа, либо на моренных грядках, возвышающихся на дне открытого моря и больших фиордов. Температура воды в этом батиметрическом интервале летом колеблется в пределах от +6 до +8°С, а зимой падает до +4°С.

Таковы сведения о наиболее изученных постройках. В то же время, по сообщениям различных экспедиций и капитанов рыболовного флота, производивших траления, заросли колониальных кораллов из родов *Lophelia*, *Madrepora* и *Dendrophyllia* в виде многочисленных пятен или банок, о размерах и высоте которых ничего не известно, прослеживаются вдоль всего побережья Скандинавского полуострова и на значительном протяжении по краю шельфа к западу от Франции [Teichert, 1958]. Глубоководные коралловые постройки, но уже с другими каркасными формами, существуют и в пределах тропического пояса. Так, на Новозеландском плато, приблизительно в 85 км к востоку от о-вов Окленд, была обнаружена живая коралловая постройка, представляющая собой, согласно эхолотным промерам, асимметричный холм, возвышающийся над дном примерно на 40 м, с вершиной на глубине 282 м (рис. 11, б). Этот холм, по-видимому, образован в основном колониальным кораллом *Goniocorella dumosa* и массивным одиночным *Desmophyllum cristagalli*, растущим группами и цепочками, т.е. принимающим псевдоколониальную форму [Squires, 1965]. Температуру окружающей воды Скуайрс не приводит, но по "Атласу океанов" [Атлас, 1974] в этом районе на глубине 300 м летом она лишь немного превышает 8°С, не достигая 9°. Ясно, что это далеко не тропические условия, и здесь мы видим пример вертикальной термической зональности в океане, аналогичной вертикальной зональности в горных

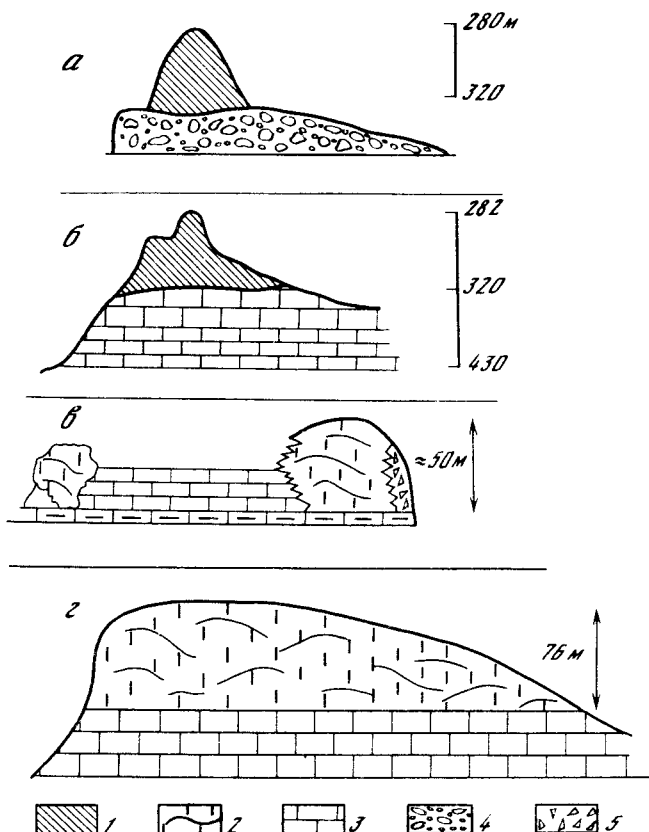


Рис. 11. Современные глубоководные коралловые биогермы и древние рифы (сравнение размеров и морфологии)

а — поперечный разрез глубоководного биогерма, растущего на моренной гряде в Андиорде (Норвегия) [C. Dons, 1934]; б — глубоководный коралловый биогерм на Новозеландском плато [Squires, 1965]; в — поперечный разрез кольцеобразного Друцкого рифового массива. Тортон Молдавии [Королюк, Михайлова, 1975]; г — риф Джуди Крик, нижняя часть франского яруса Канады [Klován, 1974];

1 — современные глубоководные коралловые постройки; 2 — массивные рифовые известняки ископаемых построек; 3 — слоистые известняки; 4 — морена; 5 — обломочные накопления рифовой постройки

хребтах на суше. Наконец, в последнее время стало известно, что коралловые банки существуют в Мексиканском заливе и Флоридском проливе на глубине 750 м [Cairns, 1977]. И хотя состав сообществ этих банок и их морфология почти не изучены, все же глубоководно-холодноводные коралловые структуры переходят из категории редкостных и почти случайных феноменов в категорию малоисследованных, но распространенных явлений, заслуживающих пристального внимания седиментологов. Это, конечно, не рифы в узком значении термина, т.е. не волноломы, а типичные погруженные биогермы, но в опубликованных работах они часто именуются рифами, а по своим размерам обследованные глубоководные постройки не отличаются от многих настоящих рифов, описанных в геологической литературе. Для сравнения на рис. 11, а и б представлены два современных биогерма и два разновозрастных ископаемых рифа (рис. 11, в и г).

Друцкий рифовый массив (рис. 11, а), изображенный в поперечном сечении, и по форме и по размеру чрезвычайно близок к биогерму из Анд-фиорда в Норвегии (рис. 11, а). Хорошо известный девонский риф Джуди-Крик из одноименного нефтяного месторождения в Канаде в своей наиболее мощной и выпуклой части имеет превышение над дном 76 м (рис. 11, з), а высота биогерма из окрестностей о. Сёрёй равна 90 м. В настоящее время вообще твердо установлено, что мощность органогенных построек, как рифовых, так и биогермных, колеблется от десятков до сотен метров [Королюк, Михайлова, 1975] и высота многих классических, многократно упоминавшихся и изображавшихся в сводках и учебных руководствах рифов не превышает 50–60 м. К таким некрупным постройкам относятся, например, знаменитые керченские мшанковые рифы, описанные Н.И. Андрусовым.

В чем же заключается различие между современными мадрепоровыми кораллами, т.е. представителями отряда *Madreporaria*, из тропических рифов и из глубоководных биогермов? Оказывается, дело здесь в том, что в тропиках в тканях коралловых полипов всегда заключены многочисленные одноклеточные симбионтные водоросли (зооксантеллы), а внутри ячеек скелета живут, кроме того, нитчатые зеленые водоросли, особенно обильные ниже уровня, занятого полипами, и часто образующие здесь ясно выраженный слой (рис. 12). Соотношение животных и растительных компонентов в коралловой колонии выражается следующими цифрами (сухой вес в граммах на квадратный сантиметр): полипы — 0,021, зооксантеллы — 0,0038, нити зеленых водорослей, окружающие полипы — 0,022, нити зеленых водорослей ниже зоны полипов — 0,037. В сумме водорослей настолько много, что колония кораллов содержит в три раза больше растительного живого вещества, чем животного [Odum, 1959]. Зооксантеллы оказывают сильное влияние на физиологию рифовых кораллов, а приуроченность этих кораллов к малым глубинам обусловлена именно симбиозом с водорослями, которым необходим свет для фотосинтеза [Yonge, 1968]. Глубоководные биогермообразователи не содержат водорослей в своих тканях и скелете, а те немногие рифовые формы, которые также лишены симбионтной флоры (например, *Dendrophyllia*), обладают широким батиметрическим и географическим распространением. Действительно, дендрофиллии встречаются на глубинах от 1 до 2000 м, причем одни из них вблизи поверхности воды на многих тропических тихоокеанских рифах, другие — в нижней части шельфа и верхней батии в умеренной климатической зоне, а третьи — на больших глубинах [Тихий океан, т. 7, 1969].

Таким образом, четкая и бросающаяся в глаза приуроченность рифообразующих кораллов к малым глубинам представляет ложную зависимость, отражающую экологию не кораллов, а их симбионтных водорослей. Но роль водорослей в построении рифов не ограничивается воздействием на физиологию кораллов. В формировании твердой конструкции рифа весьма активное участие принимают известковые водоросли, главным образом красные. "Скорость образования извести у них гораздо выше, чем у кораллов. Поэтому именно они образуют основную массу карбонатной породы рифа. Живые кораллы покрывают чаще всего лишь небольшую часть скальной поверхности рифа: не более 30–50% в зонах активного роста и менее 5% на рифовом плато (риффлет), занимающем основную часть его поверхности" [Сорокин, 1977]. Можно сказать, следовательно, что тропические рифы — это зоогенно-водорослевые постройки, а глубоководные биогермы — чисто зоогенные, и именно в этом состоит их принципиальное различие. Но не надо думать, что водоросли вообще отсутствуют в высоких широтах. В сублиторали арктических морей пышно

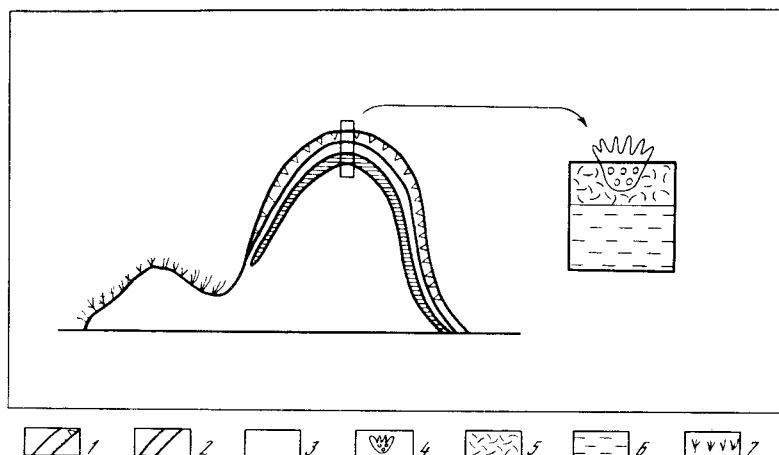


Рис. 12. Разрез коралловой колонии, показывающий размещение в ней животных и растительных компонентов [Odum, 1959]

1 — зона полипов; 2 — слой нитчатых зеленых водорослей ниже зоны полипов; 3 — скелеты отмерших кораллов; 4 — коралловый полип с зооксантеллами в живой ткани; 5 — нити зеленых водорослей вокруг полипа; 6 — слой водорослей (то же, что 2); 7 — макрофиты на отмерших кораллах

развиваются как бесскелетные, так и известковые литотамниевые водоросли, причем литотамнии нередко образуют крупные банки, покрывая толстой многослойной корой значительные площади дна. Биоценоз литотамнии обычен для побережья Баренцева и Карского морей [Пропп, 1971], встречается вблизи Новой Земли и Шпицбергена [Teichert, 1958] и, естественно, в норвежских водах. Но здесь он не совмещается с зарослями кораллов, так как на севере, в силу неблагоприятных условий освещенности, бентические водоросли не опускаются глубже 40–50 м, а кораллы живут на глубине не менее 60 м, обычно же в еще более глубоких горизонтах. В результате формируются две самостоятельные разновидности низкотемпературных органогенных построек — более мощные холмообразные глубоководные коралловые и более плоские, морфологически скорее биостромные, мелководные водорослевые.

Такие соотношения имеют очень большое значение для палеогеографии. В самом деле, мелководность надежно устанавливается по присутствию водорослей для любых климатических поясов, любой геоморфологической и тектонической ситуации, любого геологического времени. Ошибка может произойти только в том случае, если к водорослям будет неосторожно отнесены древние органические остатки неясного таксономического положения, которые в действительности водорослями не являются, или хемогенные и постседиментационные образования, такие, как многие катаграфии. Важным дополнительным признаком мелководности ископаемой органогенной постройки служит наличие в комплексе рифовых отложений обломочных пород зоны приобья, при отсутствии которых постройка легко может оказаться не рифом, а погруженным на некоторую глубину биогермом.

Гораздо сложнее обстоит дело с температурными показателями. В настоящее время в Арктике кораллово-водорослевые и водорослево-коралловые структуры не формируются из-за разрыва в батиметрическом рас-

пространении мадрепорарий и литотамниев. Но для других животных-биогермообразователей батиметрический разрыв не обязателен, и они свободно могут образовывать зоогенно-водорослевые и водорослево-зоогенные постройки в холодных водах. Палеозойские табуляты встречаются повсеместно во всех странах земного шара, от Северной Гренландии до тропических областей Юго-Западной Азии, так что при самых различных палеогеографических и палеотектонических реконструкциях они попадают как в низкие, так и в высокие широты. И везде их типичными спутниками являются строматопороидеи, кораллы ругоз и различные водоросли. Поэтому палеозойские водорослево-табулятовые, водорослево-строматопоровые и табулято-водорослево-амфипоровые постройки нельзя использовать в качестве показателей климатической зональности [Максимова, 1971]. Однако такие реконструкции климата существуют. И.А. Антропов (1968), основываясь на присутствии именно таких биогермов в девонских и нижнекарбонных отложениях востока Русской платформы, считает, что в девонское и раннекаменноугольное время климат здесь был почти тропический.

Нелегко определить температуру воды и по мезозойским биогермам, так как приполярные и заполярные лопелиевые постройки показывают, что даже в том случае, когда каркасными формами являются мадрепоровые кораллы, мы не можем приписывать всем коралловым сооружениям приуроченность к тропическим водам и очень малым глубинам. Выразительный пример в этом смысле представляют описанные Стенли [Stanley, 1979] триасовые коралловые "риффы" на западной окраине Северной Америки (рис. 13). Впервые эти структуры были упомянуты в литературе как тропические рифы в 1912 г. И хотя об их строении и составе рифообразователей почти ничего не было известно, представление о тропическом рифовом поясе прочно укоренилось в умах палеогеографов и палеоклиматологов и вплоть до 70-х годов служило основанием для многих обобщений и теоретических концепций. В частности, Шварцбах [Schwarzbach, 1974] в меридиональном простираии цепочки западноамериканских "рифов" (рис. 13) находил подтверждение своей гипотезы постепенного смещения к югу полосы тропического рифообразования с течением геологического времени. Но при специальном изучении триасовых коралловых построек обнаружилось, что они представляют собой плоские линзы, погруженные в тонкодисперсный карбонатный осадок, с мощностью в средней части от первых единиц до 10 м, т.е. что это скорее биостромы, лишь незначительно возвышающиеся над дном. Обломочные накопления, окаймляющие постройки, отсутствуют. Среди органических остатков доминируют кишечнополостные (одиночные и колониальные мадрепоровые кораллы, гидроиды-спонгиоморфиды). Кроме того, присутствуют известковые губки, брахиоподы, моллюски, морские ежи, криноидеи и фораминиферы. Водорослей в одних биостромах нет совсем, а в других они встречаются в очень небольшом количестве.

В сумме литологические и экологические признаки показывают, что биостромы формировались на такой глубине, куда уже не проникало волнение. Те из них, в которых имеются редкие водоросли, вероятно, возникали близ нижней границы фитали, а те, в которых водорослей нет, — еще глубже, возможно, на глубине 200—300 м. Интересно, что видовой состав кораллов в этих глубоководных и более мелководных постройках остается практически одинаковым, и вообще кораллы принадлежат в основном к видам почти всеветного распространения. Но космополитами могут быть только формы, лишенные симбионтических водорослей, достаточно эврибатные и эвритермные, что хорошо видно на схеме, иллюстрирующей общую картину распределения мадрепоровых кораллов в Мировом океане (рис. 14).

Рис. 13. Распространение триасовых коралловых построек (рифов), на западной окраине Северной Америки [Stenley, 1980]

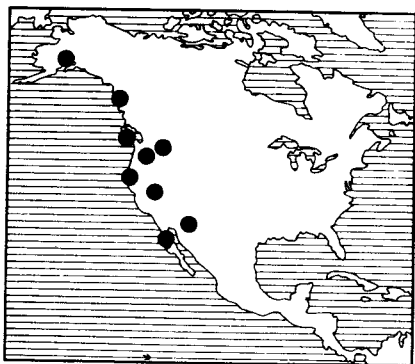
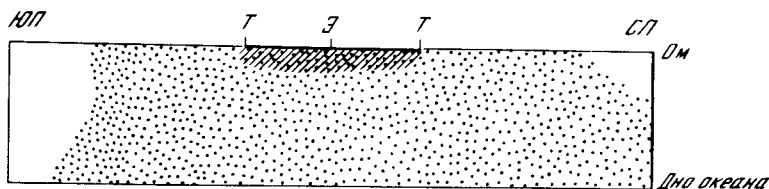


Рис. 14. Схема, показывающая широкое географическое и батиметрическое распространение кораллов, лишенных зооксантелл (точки), и приуроченность кораллов, находящихся в симбиозе с водорослями (штриховка), к мелководьям тропических морей [Yonge, 1968]

СП — северный полюс; ЮП — южный полюс; Э — экватор; Т — тропики



В противоположность тропическим рифообразователям агерматипные кораллы, не содержащие водорослей в своих тканях и скелете, обитают на всех глубинах и почти во всех широтах, отсутствуя только вблизи полюсов, в водах, постоянно или почти постоянно покрытых льдом. Опираясь на эту закономерность, Стенли отнес кораллы, слагающие триасовые биостромы, к категории агерматипных, чья экологическая пластичность и значительная толерантность обеспечивали их широкое географическое расселение, в том числе вдоль западного побережья Северной Америки.

Здесь надо отметить, что мелкие "биогермы", формировавшиеся у нижней границы фиталя, недавно описаны из верхнедевонских отложений острова Вайгач [Шуйский, 1980]. Каркасные формы в девоне, естественно, были другие — прежде всего строматопоры, потом тетракораллы, но водоросли в "биогермах", как и в триасе, либо совсем отсутствуют, либо очень редки. И опять таки, как в триасе, постройки представляют собой плоские линзы, в составе которых нет обломочных накоплений. В этом сходстве существенных признаков отчетливо проявляется сходство фациальных обстановок, наложившее отпечаток на структуры, образованные совершенно неродственными и несходными животными.

Рассмотрение триасовых "рифов" показывает, что по литолого-экологическим данным достоверно устанавливается глубоководность многих построек и эвритермность их строителей-кораллов, но никаких цифровых характеристик температуры воды, даже приближенных, получить невозможно в силу значительной сложности распределения водных масс в морях и океанах. При этом надо помнить, что температура на поверхности моря, и тем более на соседних участках суши, ничего не говорит о придонных температурах на глубине 100–200 м, которые определяют условия существования глубоководных биогермов и биостромов. Так, например, в тропиках, в западной части современного Тихого океана, на глубине 100 м температура весь год держится выше 20°C , а в его восточной части (у побе-

режья Америки) даже летом лишь кое-где достигает 16°C [Атлас океанов, 1974]. Можно, следовательно, только утверждать, что в геологическом прошлом существовали нетропические, умеренно тепловодные и холодно-водные коралловые и водорослево-коралловые структуры.

Вполне очевидно также, что наименованием "риф" геологи обозначают органогенные постройки весьма различного генезиса и палеогеографического положения, и этот чисто номенклатурный момент сводит их в некое генетическое единство, которому приписываются существенные общие признаки. Слабая изученность многих массивных и неясно-слоистых карбонатных накоплений приводит к тому, что рифами называют нередко пачки пород, чья биогермная природа не подтверждается при литологическом и экологическом изучении, в том числе аккумулятивные уплощенно-холмообразные тела (см. очерк о сферово-узурчатых известняках). Широкое распространение разнотипных органогенных построек и разнообразие их соотношений с вмещающими породами выявило, что единая "карбонатная рифовая формация" не соответствует наблюдаемым в природе явлениям и что так называемые рифогенные отложения распадаются по крайней мере на 4–5 формаций [Королюк, 1980], а какая-то часть построек входит в состав различных, совсем не рифогенных толщ, иногда даже молассовых [Королюк, 19756].

В заключение надо сказать еще несколько слов об экологии мадрепоровых кораллов, или, что то же, склерактиний. Об их распределении по глубинам и по температурным зонам дает наглядное представление табл. 3, в которой приведены уже давно опубликованные данные по району Гавайских островов [Vaughan, 1940]. В таблице четко вырисовываются две богатые коралловые фауны: мелководная рифовая (0–74 м), образованная почти исключительно колониальными формами, и глубоководная (183–549 м), в которой заметно преобладают одиночные кораллы, хотя встречаются и пять родов колониальных. Хорошо видно также, что мелководная фауна приурочена к сильно прогретым водам, а в глубоководный комплекс входят формы эвритермные (например, колониальные *Dendrophyllia*, *Leptoseris* и *Madracis*, одиночные *Flabellum*, *Caryophyllia*, *Cyathoceras*). Исследования последних двух десятилетий значительно расширили диапазон батиметрического распределения кораллов. Колониальные дендрофилии, например, сейчас известны в интервале глубин от 1 до 2000 м, а одиночные батиактис — от 282 до 5872 м. Кроме того, выяснилось, что тропические герматипные виды, находящиеся в симбиозе с водорослями, не ограничены в своем распространении только рифовыми постройками, но встречаются в виде рассеянных колоний, иногда обильных, вне рифов и вообще рифовой зоны. Так, на шельфе Северной Каролины $34\text{--}35^{\circ}\text{с.ш.}$ найдены многочисленные процветающие колонии *Solenastrea hyades*, вида, участвующего в построении рифов Карибского бассейна. Температура придонной воды на протяжении трех месяцев (январь–март) не поднимается здесь выше 15°C , а весы февраль держится на уровне $10\text{--}11^{\circ}$. На шельфе в районе Мельбурна два вида герматипных рифовых кораллов обитают на участке с минимальной годовой температурой 9°C [Macintyre, 1969]. Эти данные лишней раз подтверждают, что мадрепоровые кораллы вообще, и колониальные формы в частности, даже в современную эпоху не являются ни исключительно мелководными, ни специально теплолюбивыми организмами. Среди них, так же как среди животных любой другой группы, есть виды и роды, приспособленные к разным температурам, к разным гидродинамическим условиям, к разным грунтам и глубинам. Универсализация экологических особенностей каких-то организмов и возведение их в ранг безусловного и однозначного индикатора строго опре-

Т а б л и ц а 3. Условия жизни кораллов в районе Гавайских островов [Воган, 1940]

Род кораллов	Глубина, м								Температура, °C				
	0—46	46—74	74—183	183—366	366—549	549—762	1098—1281	1464—1647	25,6—22,85	22,8—15,6	15,6—10,0	10,0—4,5	4,5—1,12
Колониальные													
Pocillopora	+	+							+				
Pavona	+	+							+				
Montipora	+	+							+				
Porites	+	+							+				
Leptastrea	+								+				
Cyphastrea	+								+				
Coelastrea	+								+				
Stephanaria	+								+				
Psammocora	+								+				
Alveopora	+								+				
Leptoseris	+	+	+	+	+				+	+		+	
Dendrophyllia	+			+					+	+		+	
Madracis			+	+	+					+	+	+	
Anisopsamma					+	+						+	
Madrepora						+						+	
Mussa?						+						+	
Одиночные													
Stephanophyllia			+	+						+	+	+	
Fungia	+		+						+			+	
Balanophyllia			+	+						+	+	+	
Endopachys				+								+	
Flabellum				+	+		+	+		+	+	+	+
Placotrochus				+						+		+	
Paracyathus				+	+					+		+	
Deltocyathus				+								+	
Caryophyllia				+	+	+		+		+		+	+
Cyathoceras				+	+	+				+	+	+	
Anthemiphyllia				+						+		+	
Gardineria					+							+	
Desmophyllum					+	+						+	
Trochocyathus					+							+	
Ceratotrochus						+						+	
Bathyactis								+					+
Общее число родов	13	5	5	13	10	7	1	2	13	11	5	18	3

деленных условий среды обитания неизбежно приводит к ошибочным и противоречивым палеогеографическим построениям. В каждом конкретном случае следует решать задачу самостоятельно, опираясь не на заранее заданные представления, а на тщательный экологический анализ всего комплекса органических остатков, в сочетании с литолого-фациальным анализом вмещающих пород.

АГГЛЮТИГЕРМЫ — АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПСЕВДОРИФЫ, СЛОЖЕННЫЕ СФЕРОВЫМИ ИЗВЕСТНЯКАМИ

Проблема фаменско-раннетурнейских рифов Волго-Уральской области тесно связана с проблемой происхождения и фациальной принадлежности сферовых и сферово-узорчатых известняков, которые их составляют. И.К. Королук уже отмечала своеобразие Волго-Уральских рифов существенно отличающихся от других органогенных построек, и подчеркивала недостаточную литологическую изученность этих тел [Королук, 1975а; Королук, Михайлова, 1975]. Действительно, до сих пор остаются неясными строение сферовых и сферово-узорчатых известняков, степень их генетической близости, количество и состав органических остатков, достоверность образования за их счет обломочных, прибойных накоплений. В имеющихся кратких описаниях сферовые и сферово-узорчатые известняки иногда четко разделяются [Кушнарева, 1977], иногда никак не разграничиваются [Хачатрян, Трохова, 1968]. В первом случае сферовые породы считают разновидностью несомненно водорослевых известняков, хотя в них присутствуют только проблематические сферические формы, а сферово-узорчатые — водорослевыми под вопросом, возможно, Stromatolithaceae. Почти ничего не известно о взаимоотношениях этих известняков со сходными, но в разной степени отличающимися породами того же возраста.

Литолого-экологические неясности влекут за собой расплывчатость представлений о форме рифов, степени однородности или неоднородности этих тел и обособленности во время формирования. Поэтому, определению рифов должна предшествовать детальная литолого-экологическая характеристика образующих их известняков.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Сферово-узорчатые известняки легко распознаются невооруженным глазом благодаря пятнам белого средне-крупнокристаллического кальцита, которые выступают на фоне светло-серой или буроватой сливной породы и создают узорчатость. Пятна имеют различную, но всегда неправильную форму и размеры, колеблющиеся от 0,5—1,0 см по длинной оси до 3—5 см. Иногда они располагаются по наслоению, но чаще не обнаруживают никакой определенной ориентировки и идут под крутыми углами друг к другу. В шлифы попадают, естественно, только мелкие узоры длиной не более 1 см, но и они позволяют детально рассмотреть эти образования и их взаимоотношения с вмещающими известняками (табл. I). На фотографии видно, что яснокристаллический прозрачный кальцит (белое) в виде вкраплений самой разнообразной формы и различных размеров пронизывает всю породу, а узор (поперечная полоса в центре снимка) представляет просто самое большое вкрапление, отличающееся от остальных лишь своей величиной. В краях узор сливается с мелкими вкрапле-

ниями в окружающей породе, и в результате имеет с ней нерезкую мелкозубчатую границу, местами совсем расплывчатую (табл. I, левая половина узора, верхний край. Табл. II, фиг. 1). Внутри узоров часто встречаются отдельные сферы, раковинки остракод или изолированные участки темного в проходящем свете тонкодисперсного известняка (тоже со сферами), со всех сторон окруженные прозрачным кальцитом (табл. I—II). Все это входит в состав вмещающей породы, и такие ее реликты называют, что узоры — продукт неравномерной перекристаллизации сферово-микрозернистого осадка, а не заполнение первичных полостей, поскольку никакие твердые частицы не могли парить в пустоте перед ее запечатыванием новообразованным CaCO_3 .

Благодаря неравномерности постседиментационных процессов не только в одном образце, но даже в одном шлифе можно видеть разные степени перекристаллизации и разные соотношения первичного темного (микрокристаллического) кальцита и вторичного светлого.

Иногда сохраняется порода, почти не затронутая постседиментационными преобразованиями, и в таких местах известняки сферовые (табл. III, фиг. 1) ничем не отличаются от сферово-узорчатых (табл. III, фиг. 2) — ни по структуре, ни по составу органических остатков, ни по формам перекристаллизации. Вся разница между обсуждаемыми разновидностями сводится к наличию или отсутствию крупных кальцитовых включений, так как мелкие узоры, наблюдаемые в шлифах, в сферовых известняках встречаются так же часто, как в сферово-узорчатых. А разница в степени развития постседиментационных структур не дает оснований для принципиального разграничения этих известняков. Они по всем признакам принадлежат к одному фациально-генетическому типу, накопились в одинаковой седиментационной обстановке, и приобрели типичный для каждой разновидности размер узоров лишь в диа- и катагенезе. Сферово-узорчатые породы, описанные и изображенные другими авторами из разных районов, также относятся к этому типу и обнаруживают близкое сходство друг с другом и с нашим материалом [Кушнарева, 1977, табл. 5—7; Корюлюк, Михайлова, 1975, табл. 17, фиг. 1].

В целом рассматриваемый тип представляет собой неяснослоистые до массивных микрозернистые известняки, в разной степени перекристаллизованные и доломитизированные, с массовыми или обильными сферами, рассеянными среди тонкодисперсного карбоната. Сферы, несмотря на большую численность, в силу своей крайне малой величины образуют второстепенный, хотя и очень характерный компонент породы, которая на 70—80% состоит из микрокристаллического CaCO_3 . Из микротекстур в сферово-микрозернистых известняках часто встречаются сутуро-стилолитовые поверхности, подчеркнутые органическим веществом, и иногда трещины высыхания или мелкие брекчии растрескивания. Органические остатки своеобразны и отчетливо распадаются на две категории — формы, присутствующие всегда и везде, в любом куске породы и в любом шлифе (фоновые), и формы, более или менее редкие, встречающиеся спорадически, нередко мелкими пятнами, или скоплениями. К первой категории относятся только сферы, но к ним примыкают мелкие тонкостворчатые остракоды, встреченные, хотя бы в небольшом количестве, в 70% шлифов (рис. 15). Общим наименованием сферы обозначаются шаровидные и субшаровидные известковые образования разного генезиса. Сюда входят достоверные однокамерные фораминиферы (паратураммины и др.), проблематичные фораминиферы (архесферы) и так называемые сферические водоросли (кальцисферы, сфереллы, астеросферы, радиины).

Ко второй категории (редкие формы) принадлежат остальные водо-

[illegible]

Рис. 15. Состав и количество органических остатков в сферово-микрозернистых известняках

росли (гирванеллы, трубчатые типа нодозинелла, пузырьчатые типа ренальцис-шугурия), мелкие серпулиды, гастроподы, многокамерные фораминиферы, членики криноидей, брахиоподы. Представители этой категории никогда не встречаются в породе в полном наборе, так что в разрезах есть пачки, которые не содержат ничего, кроме сфер, остракод и немногочисленных трубчатых водорослей, и пачки с более разнообразными органическими остатками. Однако фауна и флора распределяются в таких пачках крайне неравномерно — многокамерные фораминиферы например небольшими разобщенными гнездами по 2—3 экзemplяра. При просмотре 10—15 шли-

фов из одного образца лишь в 3—6 находятся многокамерные корненожки, а остальные заключают однообразную сферовую ассоциацию [Максимова, 1977а]. Трубчатые водоросли местами представлены единичными или немногочисленными фрагментами, а местами — небольшими скоплениями, т.е. микролинзочками нодозинеллового известняка [Максимова, 1977б]. Серпулиды и гастроподы не образуют скоплений, они всегда малочисленны, если вообще присутствуют в породе. Особенно редки остатки брахиопод и криноидей. В материале автора из фаменских отложений они вообще не были встречены, и стали изредка появляться в небольшом количестве лишь с основания карбона, знаменуя начало медленной турнейской трансгрессии и некоторое улучшение условий обитания животных [Максимова, 1977а]. Но и в турне брахиоподы в этой фации мало распространены и однообразны — одна-две мелкие эврифацциальные формы, приуроченные к отдельным прослоям. В обнажениях иногда можно найти пласт с довольно частыми, скажем, крутирисами, но в подстилающей и покрывающей его такой же породе брахиопод обнаружить уже не удастся.

Поскольку сферовые известняки всех разновидностей являются типичной породой фаменско-раннетурнейских рифов Урало-Поволжья, надо более подробно остановиться на потенциальных биогермообразователях. Обычные девонско-раннекаменноугольные каркасные животные (мшанки, гидроиды, прирастающие фораминиферы, строматопориды, табуляты, ругозы) в толщах сферовых известняков полностью отсутствуют. Сферовые и трубчатые водоросли биогермообразователями быть не могут — трубчатые формы встречаются только в обломках и даже при максимальной концентрации образуют детритусовые накопления (нодозинелловые известняки). Свободно рассыпающиеся шарообразные скорлупки сферовых форм не способны ни строить связный каркас, ни цементировать рыхлый осадок. С механически-конструктивной точки зрения они подобны минеральным песчинкам.

Только ренальцис и гирванеллы принадлежат к категории девонско-раннекаменноугольных биогермообразователей, причем первые являются каркасными организмами, нарастающими друг на друга, а вторые в основном цементаторами, скрепляющими минеральные частицы и органические остатки в единую твердую массу. Но в сферовых и сферово-узурчатых известняках и те и другие встречаются очень редко (рис. 15), ренальцис — в виде мелких ростков, уместающихся в одном шлифе, а гирванеллы — в виде слабо развитых обрастаний (табл. II, фиг. 1) или мелких сплетений. В разрезах сферовые и сферово-узурчатые разности практически всегда чередуются с обычными микрозернистыми известняками, содержащими заметно меньшее количество сфер и вообще мало органических остатков. Вся эта компактная группа пород и составляет фаменско-раннетурнейскую карбонатную толщу, где таким образом отчетливо преобладающим компонентом является микрокристаллический кальцит.

Лишь в некоторых разрезах среди сферово-микрозернистых отложений установлены прослои и пачки особого типа известняка — детритусово-полифитного, в котором микрозернистый кальцит составляет 30—40% породы, уступая ведущую роль остаткам водорослей, прежде всего ренальцисов и гирванелл. Такая пачка выделяется, например, в средней части фаменского яруса Березниковской опорной скважины № 1 (Пермская область). Образуют ли полифитные известняки на Березниковской площади пласт или биогерм небольшой мощности — трудно сказать. Судя по каротажу, они присутствуют и в скважине № 2, т.е. протягиваются по крайней мере на 4—5 км. В этом случае при мощности пачки 25 м в скважине № 1 они если и представляют линзу, то чрезвычайно плоскую, отчетливо пластообразную.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Особенности пространственного распределения группы сферовых известняков в начале каменноугольного времени можно видеть на картосхеме, на которую наносились типы пород, определившиеся при изучении каменного материала из северной части Волго-Уральской области (рис. 16). Картосхема составлена на основании изучения карбонатной толщи верхнего девона-турне по скважинам 33 разведочных площадей и 6 разрезам в естественных обнажениях. По каждой разведочной площади обрабатывались 3—5 скважин, в той или иной степени дополняющих друг друга. При очень плохом выходе керна использовались: 1) обобщенная характеристика литологии по данным промысловой геофизики, для которой керновый материал играл роль контрольных проб и 2) литологические особенности одновозрастных отложений на ближайших разведочных площадях.

В результате выяснилось, что сферово-микрозернистые известняки (сферовые, сферово-узорчатые, микрозернистые со сферами) в начале каменноугольного времени (лытвинский горизонт) были распространены на обширных площадях, разделенных значительно более узкими полосами иных фаций (рис. 16). Эти обширные площади в общих чертах соответствуют положительным палеоструктурам, известным в данном районе — окраине Башкирского свода (Кунгак—Дружинино), Кунгурско-Кыновскому поднятию, Пермскому и Камскому сводам на западе и Красновишерскому поднятию (Чердынь-Березники), которое, возможно, представляло лишь выступ Камского свода. В прогибах, разделяющих положительные структуры, осадки неодинокими. В Предтимаганском и Кизеловском прогибах они представлены переслаиванием известняков с аргиллитами, алевроитистыми прослоями. Известняки либо микрозернистые с разнообразным детритом, либо полидетритовые с брахиоподами, многокамерными фораминиферами и остатками криноидей, иногда кремнистые или содержащие кремневые конкреции. Обилие терригенного материала связано, очевидно, с близостью Тимана, Полудова края и соединяющей их Ксенофоновской седловины, на которой средний карбон ложится непосредственно на докембрийские отложения. В остальных прогибах аккумуляровались микрозернистые известняки с разнообразным детритом (трубчатые водоросли, иглокожие, брахиоподы, фораминиферы) (рис. 16). Такое же распределение наблюдается на этой территории и в фаменском веке — сферовые известняки на сводах, т.е. возвышениях рельефа, в прогибах отложения другого типа, практически везде сложенные темноцветными, глинисто-кремнисто-карбонатными или просто кремнисто-карбонатными доманикоидными породами.

Приуроченность сферовых известняков к поднятиям сохраняется и в других районах Волго-Уральской области и за ее пределами. Где бы эти известняки ни встречались, они неизменно локализуются на положительных элементах рельефа. В Кузбассе, например, типичные сферовые известняки (табл. III, фиг. 1) развиты в тайдонском горизонте турне на поднятии, отделявшем Кузнецкую впадину от Томь-Колыванской зоны (рис. 17). Часть этого поднятия в первую половину тайдонского времени представляла низменный остров, у береговой черты которого отлагались плохо отсортированные обломочные известняки, а другая часть — отмель, где аккумуляровались сферовые и слабо алевроитистые микрозернистые известняки с очень редкими эврифациальными брахиоподами (мелкими хонетидами или камаротехиями). Биогермы, и тем более рифы, здесь не установлены [Максимова, 1963]. Кузнецкие сферовые известняки,

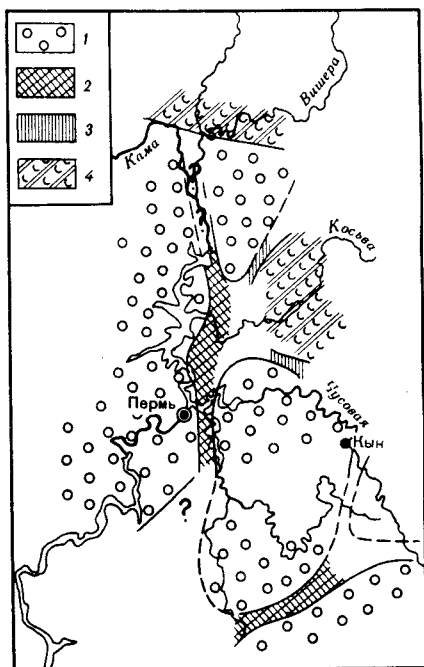


Рис. 16. Урало-Волжская область. Литолого-фациальная картосхема литвинского времени (раннее турне)

1 — известняки сферово-микрозернистые (сферово-узурчатые, собственно сферовые и микрозернистые со сферами); 2 — известняки микрозернистые с разнообразным детритом; 3 — известняки детритусово-полифитные и полифитно-детритусовые; 4 — переслаивание известняков, иногда кремнистых, с аргиллитами, преобладают известняки

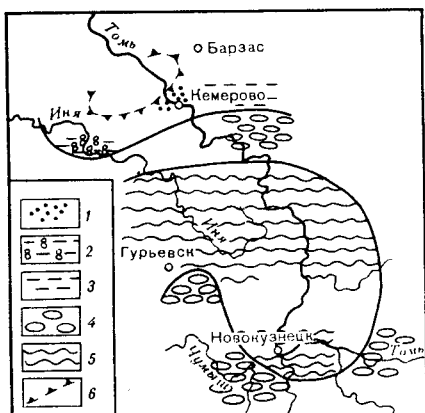


Рис. 17. Кузнецкий бассейн. Литолого-фациальная картосхема второго этапа тайдонского времени (турне) [Максимова, 1963]

1 — известняки обломочные без фауны; 2 — известняки сферовые и микрозернистые со сферами; 3 — известняки микрозернистые с очень редкими эврибионтными брахиоподами; 4 — органогенные песчаники и оолитовые известняки с обедненным комплексом фауны; 5 — детритусовые известняки с богатой и разнообразной фауной; 6 — границы островной суши

так же как уральские, представляют сливные породы, лишенные видимой простым глазом фауны. Под микроскопом в них преобладает микрокристаллический кальцит, в котором "плавают" сферы, редкие мелкие остракоды и еще более редкие, встречающиеся далеко не в каждом шлифе, обломки гастропод, брахиопод и иглокожих. Это совпадение литолого-экологических особенностей отражает близкое сходство, если не тождество, обстановок образования сферовых известняков в таких отдаленных друг от друга районах, как западный склон Урала и Кузнецкий бассейн.

Достоверные, обладающие всеми характерными чертами сферовые известняки развиты в озерско-хованских слоях района г. Плавска, откуда они были описаны и изображены [Е.А. Рейтлингер, 1960]. Здесь они неравномерно и на некоторых уровнях сильно доломитизированы и содержат прослойки предположительно первичных доломитов. Такого же типа доломитизация распространена в ряде уральских и приуральских

разрезах, так что повторяются не только первичные свойства рассматриваемой группы известняков, но и их постседиментационные изменения. В подмосковных сферовых известняках наблюдаются следы корневой системы растений и иногда трещины высыхания, и эти признаки крайнего мелководья хорошо согласуются с их положением на Чернском поднятии, выделявшемся в конце девона—начале карбона в верхней части южного борта Московской синеклизы [Волков и др., 1962; Яблоков, 1973].

Известняки с многочисленными сферами известны также в девонских и каменноугольных отложениях других стран и континентов, но при отсутствии развернутых литологических описаний трудно сказать, насколько они близки к нашим сферовым и сферово-узорчатым разновидностям. Можно только отметить, что известняки с кальцисферами относятся к парагенезу прибрежно-мелководных фаций, развитых на положительных структурных элементах. В Англии, например, тонкие карбонатные осадки начала визейской трансгрессии (в том числе известняки с кальцисферами) сосредоточены в широкой, чрезвычайно плоской и мелководной краевой зоне начавшего погружаться поднятия Сент-Джордж [George, 1958].

В сумме типичные, постоянные особенности группы сферовых известняков складываются в четкую картину — аккумулялирующийся на отмелях микрозернистый карбонатный осадок, со следами кратковременных осушений (трещины высыхания, сутуро-стилолитовые поверхности), с однообразным и весьма специфическим комплексом органических остатков (почти исключительно сферы и мелкие остракоды — см. рис. 15). Предельной мелководности, на первый взгляд, противоречит пелитовая размерность кристалликов CaCO_3 , которые, казалось бы, должны взмучиваться и выноситься даже при небольшом волнении. Однако накопление современных тонкодисперсных карбонатных илов на глубине менее 10 м установлено и изучено в ряде районов (Флоридский залив, Багамские банки, Персидский залив). Такая седиментация, парадоксальная с гидродинамической точки зрения, обеспечивается включением биофиксации в процесс осадкообразования. Как уже упоминалось, один из вариантов биофиксации представляет развитие слизистой пленки у самой границы грунта с морской водой. Слизистое вещество обволакивает и склеивает частицы осадка (в том числе мелкий органический детрит) и превращает его верхние 3—5 мм в связный сплошной слой или эластичную корочку, которую можно легко отделить от лежащего под ней осадочного материала. Кроме твердых частиц, студенистая масса содержит множество живых микроорганизмов, в том числе диатомовые и синезеленые водоросли. Поскольку те и другие выделяют обильную слизь, предполагается, что именно эти выделения в основном и образуют пленку. Склеенный осадок приобретает гидродинамическую стабильность, т.е. перестает перемещаться, но не в силу слабой подвижности вод, а потому, что его частицы на поверхности дна погружены в желатиноподобное вещество. Широким развитием слизистой пленки (возможно, на площади многих тысяч квадратных километров) Бэтест [Bathurst, 1967] объясняет хорошо известный факт незначительного передвижения донных осадков на Большой Багамской банке, имеющей наибольшую глубину всего 6 м. В противоположность строматолитам пленка не литифицируется и после захоронения бесследно исчезает. Несмотря на это, ее геологическое значение очень велико. Действительно, эластичный покров не просто стабилизирует грунт, но, разрушаясь при захоронении и все время возобновляясь на поверхности, создает условия, необходимые для непрерывной аккумуляции тонкодисперсных осадков на отмели, где они иначе не удержались бы.

Второй широко распространенный биологический фактор, способствующий фиксации осадка, — это развитие известковой донной макрофлоры. Заросли и даже небольшие куртины растений гасят волновые течения и создают разной величины затишные участки, которые являются как бы ловушками и накопителями тонкодисперсного материала. Автор наблюдал это явление на терригенных осадках в открытых заливах Баренцева моря. Там в поле накопления карбонатно-терригенных отложений песчаной размерности наблюдались возникшие между и вокруг водорослей локальные иловые пятна, заселенные илолюбивыми животными [Максимова, 1974]. Так же картину описывали другие авторы для районов карбонатной седиментации. Очень детально, в частности, изучена гранулометрия карбонатных осадков Флоридского залива [Ginsburg, 1956]. При общей весьма небольшой глубине дна этого залива покрыто целой сетью низких пологих холмов, сложенных карбонатными частицами алевро-пелитовой размерности и разделенных углублениями (см. рис. 1).

Но можно ли предполагать, что подобные биологические процессы играли роль в формировании сферовых известняков? И есть ли какие-нибудь признаки, указывающие на эти процессы? Прямых признаков нелитифицирующихся образований, естественно, нет, а косвенных признаков существует несколько. Прежде всего сама противоречивость гранулометрических и микротекстурных особенностей (размер кристаллов до 5 микрон и трещины высыхания) показывает, что в седиментации участвовал какой-то стабилизирующий фактор. Во вторых, в шлифах изредка попадаются невыдержанные горизонтальные прослойки пелитоморфного известняка толщиной до 1 мм, с нерегулярными нитчатыми каналами внутри. Органогенная природа этих микрослоев не вызывает сомнений, и скорее всего они представляют собой обывествленную слизь, выделенную нитчатыми водорослями или цепочками одноклеточных, следами которых и являются наблюдаемые в породе каналы. Несплошные чехлы, необязательная, так сказать, кальцитизация — явление, широко распространенное среди водорослей, и наличие литифицированных пленок (или их участков) позволяет считать очень вероятным бывшее развитие неотвердевших, чисто органических покровов.

С частично кальцитизированными водорослями, возможно, связаны также характерные для сферовых известняков кальцисферы и архесферы, т.е. мелкие известковые шарики, лишенные каких-либо отверстий. В советской литературе архесферы относят к фораминиферам, но у всех достоверных корненожек, например у паратураммин, наблюдаются апертуры, которых нет у архесфер. С другой стороны, зарубежные авторы такие формы именуют кальцисферами и считают их либо органическими остатками неопределенного таксономического положения, либо органами плодоншения водорослей. Рапп [Rupp, 1966] и Маршалек [Marszalek, 1975] подчеркивают чрезвычайное сходство кальцисфер с апланоспорами сифонниковых водорослей подсемейства *Acetabulariae*. Эти мелкие донные водоросли несут на тонком "стебельке" диск, состоящий из многочисленных радиальных лучей-сегментов, каждый из которых содержит 50—80 спор. У некоторых представителей подсемейства обывествленные споры (кальцисферы) погружены в мягкую органическую ткань лучей, у других минерализуются не только оболочки спор, но и сами лучи, а иногда и "стебелек". При отмирании растений карбонатное вещество лучей и "стебелек" быстро распадается на арагонитовые частицы величиной менее 10 мкм, т.е. пелитовой размерности, а кальцисферы, обеспечивающие сохранность покоящихся спор, оказываются более прочными, хотя и они

не выдерживают транспортировки на сколько-нибудь значительное расстояние [Marszałek, 1975].

Сифонниковые водоросли — древняя группа, известная с кембрия, и присутствие в конце девона—начале карбона каких-то форм с обызвестленными апланоспорами вполне вероятно. Эти формы, может быть, были менее эффективны как закрепители осадка, чем современная донная макрофлора и микроскопические водоросли слизистой пленки, но какую-то стабилизирующую роль, конечно, играли и являлись поставщиками кальцифер и, может быть, некоторой части тонкодисперсного кальцита. В общем, воздействие биологических факторов, описанных выше, хорошо согласуется с литолого-экологическими особенностями рассматриваемых отложений и их пространственным распределением. Можно поэтому, достаточно обоснованно считать, что и в палеозое эти факторы влияли на осадконакопление, благодаря чему в широких масштабах могло осуществляться накопление микрокристаллических карбонатных илов в условиях крайнего мелководья.

СПЕЦИФИКА ФАМЕН-ТУРНЕЙСКИХ РИФОВ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Сравнение рис. 16 с картой типов разрезов карбонатного девона и турне (см., например, [Кузнецов, Мокшакова, 1969]) показывает близкое совпадение полей развития "разрезов рифового типа" и полей распространения группы сферовых известняков. С другой стороны, при изучении керна из конкретных рифов оказывается, что среди слагающих их пород существенную, а нередко и преобладающую группу образуют именно сферово-микрозернистые известняки. Такая картина наблюдается, например, на Березниковской, Дуринской, Ножовской разведочных площадях в Пермской области, на Нижне-Омринской и Еджид-Кыртинской площадях Тимано-Печорской провинции. По данным Р.О. Хачатряна и А.А. Троховой (1968 г.) главным образом сферовыми и сферово-узорчатыми известняками сложены Батырбайский и Елкинский массивы (Пермская обл.), а также ядро Хилковского рифа (Куйбышевская обл.). В этом выражается упоминавшаяся выше тесная связь сферово-микрозернистых известняков с фамен-турнейскими рифами Волго-Уральской области. А детальное литолого-экологическое изучение этой группы пород позволяет выявить те их особенности, которые наиболее важны для понимания природы рифовых массивов.

Самой существенной особенностью, несомненно, является преобладание в породах микрозернистого кальцита и большая редкость возможных биогермообразователей, определяющая принципиальное отличие карбонатных тел, состоящих из сферово-микрозернистых известняков, от рифов и биогермов всех разновидностей, где основными пороодообразователями являются остатки водорослей и животных. С этим главным отличием связан ряд признаков, присущих только фамен-турнейским рифам.

1. Из преобладания тонкодисперсного кальцита вытекает ультрамикроскопический размер первичных пор в известняках, отсутствие характерных для каркасных построек биологически обусловленных обильных пустот, и как результат — низкая проницаемость, которая хорошо видна на кривых ПС слабо измененных известняков. Пустотное пространство, способное обеспечить какую-либо концентрацию флюидов, в том числе нефти, формируется в таких породах только при вторичных изменениях: пятнистой доломитизации, растрескивании, выщелачивании по зонам трещиноватости и под поверхностями стратиграфических перерывов.

2. Редкость биогермообразователей и преобладание микрокристаллического CaCO_3 делают невозможным интенсивное нарастание "рифа" кверху за счет жизнедеятельности организмов, т.е. аккумуляции скелетного карбоната, опережающей скорость прогибания. Осадконакопление в данном случае по своему характеру близко к обычной химической или механической седиментации, так как слизистые пленки и известковые водоросли только закрепляют осадок, но не продуцируют ни осадочный материал, ни тем более первично твердую породу. С этим типом седиментации связана уплотненная форма карбонатных тел, с очень пологими углами склонов, измеряемыми минутами, реже — первыми градусами, при $10-30^\circ$ у настоящих рифов и биогермов [Королюк; Михайлова, 1975]. Форма крутосклонных холмов, резко вытянутых в высоту, которую мы привыкли видеть на профилях, иллюстрирующих многочисленные геологические работы, объясняется лишь способом рисовки со значительным преувеличением вертикального масштаба. При одинаковом горизонтальном и вертикальном масштабах, а нередко и при небольшом преувеличении последнего, вместо эффектных холмов получаются слабо выраженные, весьма пологие поднятия (рис. 18).

3. Эти пологие поднятия рассеяны в большом количестве почти на всей площади сводов и отчасти их склонов (см. [Мирчинк и др., 1974], рис. 3), и слагающие их известняки по своим литологическим особенностям лишь незначительно отличаются от пород, занимающих понижения между ними. Насколько позволяет судить имеющийся материал, сферово-узурчатые известняки концентрируются преимущественно в поднятиях, а для понижений характерны преимущественно микрозернистые известняки со сферами и другим детритом. Собственно сферовые разности встречаются и тут и там, но чаще комбинируются со сферово-узурчатыми.

В сумме фамен-турнейские рифы Волго-Уральской области отличаются таким большим своеобразием по всем основным признакам, что С.В. Максимова [1982] предложила выделить их в особый тип карбонатных тел и назвать агглютигермами, выражая господство в их составе склеенных тонких илов. По своему общему характеру и пространственному распределению агглютигермы весьма сходны с так называемыми иловыми холмами, известными в мезозойских и современных отложениях. Иловые холмы — это уплотненно-караваеобразные аккумулятивные формы такого типа, как во Флоридском заливе (см. выше). Они всегда слагаются тонким илом, закрепленным известковой водной растительностью, не имеют органического каркаса и возвышаются над окружающим осадком не более, чем на несколько десятков метров. Образуются они большими группами на положительных элементах рельефа морского дна, т.е. на уже существующем приподнятом цоколе, и часто занимают обширные площади. В Нормандии, например, комплекс верхнемеловых холмов распространен на площади не менее 1500 км^2 [Wilson, 1974; Kennedy, Juignet, 1974]. Иловые холмы и накапливающиеся между ними осадки тесно связаны и вместе образуют характерный комплекс банковых фаций.

Легко видеть, что эта картина хорошо соответствует особенностям состава и распространения осадков на палеосводах фамен-турнейского времени. Таким образом, известняки сферовые, сферово-узурчатые и микрозернистые со сферами можно рассматривать как комплекс фаций обширных мелководных карбонатных банок, синхроничные осадки которых имеют слабо изменчивую мощность (разница между центральной и краевой частью каждого агглютигерма) и несколько меняющийся по площади состав (разница между осадками самих агглютигермов и разделяющих их промежутков). На протяжении геологического времени положе-

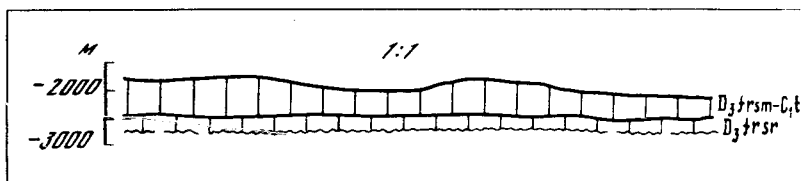


Рис. 18. Профиль через Алакаевский и Хилковский рифы [Мирчинк и др., 1974]

ние в пространстве индивидуальных агглютигермов, естественно, не осталось постоянным, так что в результате формировались толщи, состоящие из неправильного чередования близких, но не тождественных фаций, показанные на рис. 16 знаком сферово-микрозернистых известняков.

Цоколем, на котором развивались банковые комплексы, были поднятия тектонического происхождения. Сейчас, благодаря многочисленным работам, использующим разносторонние данные — дешифрирование космических снимков и аэрофотосъемок, геологические, геофизические и геоморфологические материалы, блоковое строение Русской платформы, и в том числе ее восточной части, уже не вызывает сомнений [Пейве, 1956; Суворов, 1973; Спичарский и др., 1977; Николаев и др., 1977 и т.д.]. Волго-Уральские своды представляют собой разной величины блоки (или их комбинацию), а прогибы — зоны дробления по ограничивающим блоки разломам. Первичный рельеф со сводами, приподнятыми над зонами дробления (прогибами), сформировался к концу франского века, который был временем высокой тектоно-магматической активности как в Уральской геосинклинали, так и на платформе [Максимова, 1970, 1978]. А в фамене и раннем турне на отмелях, т.е. блоках, сохранявших гипсометрическое превышение над прогибами, происходило накопление сферово-микрозернистых известняков.

ГЕНЕЗИС ДЕТРИТУСОВЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ

В среднем-верхнем палеозое детритусовые известняки представляют одну из наиболее распространенных групп карбонатных пород. В советской литологической литературе описаны многие типы этих известняков и охарактеризованы фациальные и палеогеографические обстановки их образования [Швецов, Бирина, 1935; Атлас текстур и структур..., 1969; Маслов, 1950; Теодорович, 1950, 1958; Хворова, 1953, 1958; Бельская, 1960; Киреева, Максимова, 1959; Максимова, 1960, 1961, 1970а; Махлаев, 1964; Патрунов, 1968, 1970; Королук, Кириллова, 1973; Кушнарева, 1977]. Но способ образования самого детрита или вообще не рассматривается, или упоминается лишь мельком [Швецов, 1958], а поскольку детритусовые известняки состоят из скелетных фрагментов и соединяющего их минерального кальцита, т.е. как бы из "зерен" и цемента эти "зерна" по аналогии с терригенными породами обычно воспринимаются как результат механического дробления и гидродинамического переотложения твердых скелетных частей морских организмов. Многие американские авторы просто не делают различия между скелетными фрагментами, обломками ранее существовавших известняков и продуктами внутрибассейнового размыва, относят все эти разнородные "зерна" и сложен-

ные ими породы к одной категории кластогенных, механически переотложенных осадков (см., например [Биссел и Чилингар, 1970; Folk, 1959]). В нашей литературе представление о механическом дроблении скелетов наиболее четко выражено в "Атласе текстур и структур..." [1969], где сказано, что детритусовые известняки образуются "в результате воздействия волн на ракушку в прибрежных зонах бассейнов, а также на участках развития донных течений". Однако с прибрежностью не согласуется широкое площадное распространение детритусовых известняков во многих горизонтах девона и карбона, а дробящее действие течений представляется сомнительным. В то же время изучение современных осадков и фауны показывает, что в разрушении скелетов играют большую, часто решающую роль чисто биологические процессы, например деятельность сверлящих организмов и бентосоядных рыб. Поэтому надо детально рассмотреть характер и масштаб этих процессов и проследить их признаки, если таковые имеются, на материале палеозойских отложений.

СВЕРЛЯЩИЕ ОРГАНИЗМЫ

Известковые скелетные образования сверлят самые различные организмы: представители нескольких типов водорослей (синезеленых, зеленых, бурых и багряных), губки, полихеты, двустворки, гастроподы, морские ежи, ракообразные и даже мшанки [Soule J., Soule D., 1969; Pohowsky, 1975]. Хищные гастроподы продырявливают раковины насквозь, поедая моллюсков, но гораздо чаще сверляльщики внедряются в карбонатный субстрат, чтобы создать себе безопасное убежище. Наиболее массовыми и широко распространенными среди них являются водоросли и кремневые губки клиониды. Эти последние обитают во всех морях и океанах, во всех широтах, кроме приполярных. Внешне на поверхности раковин и галек, входные отверстия канальцев губкового и водорослевого происхождения представляют собой округлые углубления разного диаметра, по которым, как правило, невозможно определить таксономическую принадлежность сверляльщика. По-видимому, канальцы с диаметром в единицы микрон (1–6 мкм) можно с достаточной уверенностью считать водорослевыми, а отверстия большого диаметра, в несколько сот микрон — губковыми. О промежуточных размерах трудно сказать что-либо определенное, поскольку у некоторых изученных водорослей известные канальцы, достигающие 20 мкм в поперечнике [Perkins and Halsley, 1971], а у некоторых видов клион всего 25 мкм [Fütterer, 1974]. Однако с седиментологической точки зрения существенно не точное название сверлящего организма, а характер и результаты его внедрения в скелетные части бентических животных и водорослей.

Примером может служить раковина современной двустворки (*Modiolus* sp.), перфорированная сверлящими водорослями или губками (табл. IV, фиг. 3). Входные отверстия канальцев точечными линиями делят поверхность раковины на множество пластинок неправильной формы и разной величины, как бы очерчивая границы будущих фрагментов и создавая заготовку детрита. И действительно, в дальнейшем раковина распадается по линиям дырчатого пунктира. Экземпляр, изображенный на таблице, в момент сбора представлял совершенно целую створку, испещренную следами сверлений, а пролежав несколько лет в коллекции, начал распадаться без всякого внешнего давления. В естественных условиях размывание, конечно, произошло бы значительно быстрее, так как разрушительную работу сверляльщиков завершило бы механическое или химическое воздействие морской воды.

Широкие сплошные промоины, образовавшиеся по пунктирным линиям, и изолированные крупные отверстия вокруг одного-двух канальцев (табл. IV) заставляют предполагать химическое воздействие, т.е. растворение. По-видимому, нарушение сверлильщиками конхиолиновых пленок, облегающих кристаллы арагонита в раковинах моллюсков [Ranson, 1966], дает толчок растворению карбонатного материала, связанному с суточными и сезонными колебаниями величины pH [Cloud, 1959].

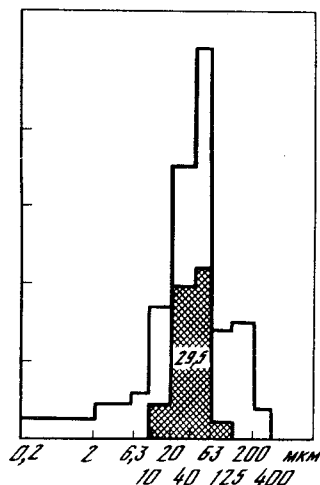
Образование детрита может происходить и без превращения в обломки всей створки. Например, поверхность раковины молодой черноморской устрицы представляет своего рода соты (табл. IV, фиг. 5). Неглубокие ячейки этих сот являются следами пластинок раковинного вещества, выпавших в результате деятельности сверлильщиков. По краям раковины такие пластинки кое-где сохранились на месте, и их контуры, так же как в случае модиолы (табл. IV, фиг. 3), очерчены густо расположенными отверстиями высверленных канальцев. Трудно сказать, почему сверления складываются в сетчатый рисунок, но у толстостворчатых форм часто можно наблюдать неравномерно разрушенную сверлящими организмами поверхность раковины, на которой видны бороздки, углубления и "останцы" уничтоженного раковинного слоя. Очевидно, для толстых раковин только что описанный способ детритообразования представляет обычное явление. У наиболее массивных раковин этот процесс начинается еще при жизни животного, и участвуют в нем, вероятно, не только водоросли, но и губки, клиониды и, возможно, представители других типов и классов животных.

Клионид и процесс их проникновения в раковины в последнее время изучали в экспериментальных условиях с применением сканирующего электронного микроскопа и рентгенографии, что позволило проследить развитие губки внутри субстрата [Evans, 1969]. На рентгеновском снимке видно, что губковые каналы состоят из цепочек соединяющихся округлых камер с поперечником, значительно превышающим диаметр входного отверстия (табл. IV, фиг. 1—2), и оконтуривают нетронутые участки пластинки (возможный будущий детрит). В целом сеть каналов на рентгеновском снимке очень похожа на точечный рисунок на поверхности раковины модиолы (табл. IV, фиг. 3), но снимок показывает, что внутри раковинное вещество разрушается сильнее, чем на поверхности. Ясно, что в таком состоянии раковина становится очень хрупкой и разваливается от малейшего толчка (например, от проползающего животного) и даже без всякого внешнего воздействия.

Но превращение твердого раковинного вещества в легко ломающуюся структуру представляет лишь один аспект работы губок. Другая очень важная сторона жизнедеятельности клион, выясненная благодаря электронной микроскопии, заключается в том, что они в процессе сверления производят и выбрасывают в воду карбонатные частицы размером от 15 до 100 мкм (т.е. алевритовой крупности) [Rützler, Rieger, 1973; Fütterer, 1974]. Количество тонкого карбонатного материала, вырабатываемого губками, достаточно велико. Правда, в условиях значительной гидродинамической активности этот материал составляет всего 2—3% донного осадка, но в тиховой обстановке может слагать до 30% его общей массы (рис. 19, [Fütterer, 1974]). По экспериментальным данным *Cliona lampra* производит за 100 дней до 6—7 кг карбонатных частиц на квадратный метр. Если перевести эту цифру на темп эрозии каменного известкового дна, то она будет соответствовать разрушению 1 м за 70 лет [Neumann, 1966], т.е. масштаб процесса оказывается значительным.

Губки сверлят не только раковины, но вообще любые карбонатные

Рис. 19. Гранулометрический состав лагунных отложений о-ва Фанинг. Штриховкой показано количество частиц, произведенных при сверлении губками [Fütterer, 1974]



объекты, находящиеся на морском дне. В Далмации у известняковых берегов пляж усеян камнями, изъеденными сверлящими губками, и настолько непрочными из-за сверлений, что их можно легко раздавить рукой [Жизнь животных, 1968]. В Крыму местами в большом количестве встречаются иссверленные гальки (табл. IV, фиг. 4), на которых хорошо видно, что по мере углубления губок в породу увеличивается размер и количество произведенных ими полостей. Там, где сохранилась первичная гладкая поверхность, на снимке видны небольшие круглые дырочки двух размеров, из которых более крупные представляют входные отверстия каналов, а самые мелкие — устья пор, при помощи которых губки сообщаются с водой. Там же, где приповерхностный слой разрушен, вскрыты основания тесно расположенных камер, участками образующих сплошной ямчатый рельеф. Когда сверлению подвергаются окатанные куски коралловых колоний или твердых желваков литотамния, то деятельность клионид опять приводит к возникновению мелкого органогенного детрита, хотя и вторичного. Работа сверлящих водорослей по способу и результатам очень близка разрушительной работе губок и не всегда может быть от нее отграничена.

На крупных известковых массах (например, на коралловых рифах) обычно обитают и действуют различные сверлящие моллюски до 6—8 видов, ракообразные, иглокожие, губки, полихеты, сипункулиды и водоросли. В живых и отмерших частях кораллов и багряных водорослей моллюски-камнеточцы высверливают себе норы длиной до 10—15 см и до 1,4 см в поперечнике. После их гибели в норах поселяются полихеты, сипункулиды, мелкие двусторки, которые проделывают соединительные ходы от 1 до 15 мм в диаметре, разделяя таким образом твердую скелетную структуру на крупные фрагменты, готовые к дезинтеграции. В результате совокупного действия всех сверлящих возникает несортированный органогенно-детритовый материал, заполняющий полости между колониями кораллов, багрянок и других рифостроителей.

Таким образом, деятельность сверлящих организмов либо непосредственно формирует детритусовые накопления, либо является необходимой и весьма существенной подготовкой известковых скелетов к механической или химической дезинтеграции. Значение этой подготовки состоит в том, что прочные скелетные структуры становятся хрупкими, а по линиям водорослевых и губковых ходов начинается активное растворение кальция, лишенного защитной конхиолиновой оболочки [Максимова, 1977].

БЕНТОСОЯДНЫЕ РЫБЫ

Весьма важными детритообразователями являются рыбы, питающиеся донной фауной. Рыбы эти из разных семейств и отрядов часто принадлежат к массовым видам и имеют специализированные зубы различного

типа, позволяющие им дробить раковины, откусывать и перемалывать кончики ветвистых скелетов. У бентосоядных рыб нет желудка или он редуцирован, а поскольку в кишечнике известковые частицы не растворяются, процесс их питания приводит к образованию и накоплению органического детрита (табл. V).

Такие рыбы представлены целым рядом видов на коралловых рифах. Некоторые из них сначала отщипывают от колоний кораллов небольшие куски с живыми полипами, а затем перетирают их глоточными зубами. Другие, соскребая донные водоросли, плащом покрывающие отмершие кораллы, соскабливают при этом и частицы известкового скелета, которые, пройдя через их кишечник, поступают в осадок. Количество твердых обломков в пищеварительном тракте одной рыбы, как обнаружилось при вскрытиях, может достигать до килограмма, а продукция всей популяции бентосоядных рыб какого-либо рифа по приблизительным подсчетам добавляет за год на одну квадратную милю 1100–1600 т осадка песчано-мелкогравийной размерности, сложенного фрагментами кораллов и известковых багряных водорослей [Cloud, 1959].

В нерифовых обитателях также известны разнообразные рыбы, питающиеся бентическими животными (скаты, химеры, осетровые, камбалы, многие карповые, в том числе вобла). Вобла северного Каспия, например, обладает зубами дробящего типа и основой ее питания являются ракообразные и моллюски, раковины которых она раздавливает и разламывает на мелкие части. В значительно меньшем количестве вобла употребляет и растительную пищу, главным образом нитчатые водоросли. В пресной воде дельтовых протоков среди поедаемых рыбами моллюсков резко преобладают *Dreissena polymorpha*, а собственно в море преобладающими становятся представители семейства *Cardiidae*, такие, как *Cardium edule*, *Adacna minima*, *Monodacna edentula* [Державин, 1915].

А.К. Горбунов передал автору отмытое и высушенное твердое содержимое из кишечника воблы, собранных в мелководной зоне северного Каспия. Оказалось, что фекалии воблы имеют цилиндрическую форму, слабо склеены каким-то органическим веществом и состоят из обломков раковин двустворок с примесью клешней мелких рачков, растительного шлама и мелкоалевритовых кварцевых зерен. Последние поступают в пищевод рыбы вместе с добычей, во время охоты за моллюсками и роющими в песке рачками. Попадая в воду, фекалии легко распадаются, оставляя на дне россыпь раковинных обломков, размер которых колеблется от 0,4–0,5 до 7,0 мм по длинной оси (табл. V, фиг. 2). Длина клешней в изученном материале равнялась 4–7 мм. Как хорошо видно на снимке, съеденные воблой моллюски представлены главным образом обломками ребристых раковин кардид, но среди них встречаются и фрагменты гладких створок дрейссен.

АВТОФРАГМЕНТИРОВАНИЕ

Во всех рассмотренных выше случаях целостность твердых скелетных частей нарушается благодаря жизнедеятельности различных животных и растительных организмов. Совершенно иначе протекает процесс распада скелетов, состоящих из отдельных известковых "деталей", связанных мышцами и соединительной тканью. После отмирания животного эти ткани быстро разлагаются и скелет рассыпается на составляющие его таблички, веточки, пластинки и щитки. Такое строение имеют криноиды [Meyer, 1971], морские звезды и ежи, панцирные моллюски (хитоны) и усногие ракообразные (балянусы и др.). Разрозненные пластинки

раковин баянусов иногда концентрируются в большом количестве и слагают пятна грубого карбонатного органогенного осадка, называемого в просторечии балануша [Зенкевич, 1927]. Рассыпаются также известковые водоросли с членистым, слабо скрепленным чехлом, образуя в подходящих условиях отложения значительной мощности. В новейшее время (плейстоцен — наши дни) таким образом формировались и формируются карбонатные пески из члеников зеленой водоросли *Halimeda*, достигающие на некоторых тихоокеанских островах мощности 60—65 м [Cloud, 1959]. Внутренний скелет, состоящий из погруженных в мягкие ткани разобщенных пластинок или спикул, существует у многих губок, а также у горгониевых кораллов, которые являются заметными поставщиками детрита на современных коралловых рифах и биогермах. Однако автофрагментирование как самостоятельный, специфический процесс детритообразования в литературе не описан, и его количественная оценка отсутствует. В то же время в древности, особенно в палеозое, когда стебельчатые криноидеи были одним из наиболее массовых и распространенных пороодообразователей, это явление должно было иметь весьма существенное значение.

ОРГАНИЗМЫ-ДЕТРИТООБРАЗОВАТЕЛИ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ БИОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ ДЕТРИТА

Все сказанное выше относится к современным осадкам и современным организмам. Эти данные позволяют представить себе литологическое значение и в известной мере масштаб деятельности детритообразователей, но надо выяснить, существовали ли эти организмы в палеозое и возможно ли увидеть в породах достоверные следы биологического детритообразования.

Как уже упоминалось, стебельчатые криноидеи в палеозое были массовыми пороодообразователями, и шлифы иногда с совершенной ясностью показывают, что скелеты морских лилий действительно распадались в процессе автофрагментирования, без всякого участия гидродинамики (табл. VI, фиг. 1). Судя по форме элементов, на снимке видны нижние членики рук и мелкие членики пиннулы (справа). Значительное различие в размере и соответственно весе самих члеников и еще более резкая разница по величине между ними и частицами шлама во вмещающей породе исключают возможность водной транспортировки криноидных остатков. Более того, членики пиннулы почти не смещены относительно друг друга, но тем не менее разрознены, так же, как членики рук в верхней и средней паре. Если учесть, что накопление тонкого шламово-микрозернистого осадка, в котором захоронилась лилия, не могло происходить в условиях высокой гидродинамической активности, то чисто биологическая причина дезинтеграции скелета станет вполне очевидной.

Именно биологической дезинтеграцией объясняется хорошо известный факт огромного преобладания разрозненных члеников среди остатков криноидей в породах самого различного возраста. Целые скелеты морских лилий и даже длинные куски стеблей сохраняются лишь при очень быстром захоронении, когда практически сразу после смерти животного вступает в действие диагенетическая цементация. Наилучшие условия сохранности создаются для лилий, которые непосредственно после отмирания погружаются в тонкозернистый карбонатный или карбонатно-глинистый осадок, на глубину нескольких сантиметров.

Сверлящие водоросли в палеозое были распространены так же широко, как в настоящее время, о чем свидетельствуют многочисленные описания и изображения следов их деятельности [Маслов, 1950, 1956, 1973;

Максимова, 1960; Хворова, 1958; Швецов, 1958; Шуйский, 1973]. О палеозойских сверлящих губках практически ничего не известно, но, по всей вероятности, губковые сверления просто приписываются водорослям из-за отсутствия морфологических отличий между канальцами тех и других. Некоторые ходы палеозойских сверлильщиков с диаметром 200–300 мкм (0,2–0,3 мм), как уже отмечал В.П. Маслов [1973], скорее всего принадлежат именно губкам. Сверления полихет диаметром 0,1–3,0 мм встречаются на разных стратиграфических уровнях в интервале ордовик–пермь и распространены почти по всему земному шару, особенно в девоне. По подсчетам Камерона, в штате Нью-Йорк в девонских сланцах Кардиф на одной плоскости напластования 23% раковин моллюсков и брахиопод были исверлены полихетами, а в нижней части группы Гамильтон (D₂), также на одной плоскости, 14% раковин беспозвоночных (главным образом брахиопод) содержали ходы полихет и 37% — водорослевые сверления [Cameron, 1969].

Зубы бентосоядных рыб, относящихся к нескольким родам ископаемых, известны во многих районах, в палеозойских известняках, охарактеризованных богатым и разнообразным комплексом беспозвоночных. Например, в турне Кузнецкого бассейна найдены довольно многочисленные зубы рыб, среди которых преобладают зубы дробящего типа, принадлежащие формам, питавшимся донной фауной [Сарычева и др., 1963]. Нередко встречаются дробящие зубы и в среднем карбоне Подмосковья [Иванова, 1958].

Таким образом, можно с уверенностью утверждать, что все биологические механизмы возникновения органогенного детрита, рассмотренные выше на современном материале, действовали и в палеозое. В природе, естественно, они функционировали одновременно, дополняя и усиливая друг друга, и в готовом детрите разграничить обломки, произведенные отдельными типами детритообразователей, практически невозможно. Поэтому в литифицированных породах удастся выявить лишь суммарный результат биологических процессов, опираясь на самые общие признаки, свойственные любому детриту, образовавшемуся биологическим путем.

Первый такой признак — это неокатанность, угловатость фаунистических остатков, длинно-пластинчатая, дугообразная или сложная форма обломков раковин, с острыми выступами и зубцами, не совместимая даже с незначительной гидродинамической обработкой (рис. 20). Исходно округлые членики криноидей также отличаются от переотложенных: в продольных и скошенных продольных сечениях хорошо видны острые или прямые, совершенно не скругленные углы между боковой поверхностью и поверхностью сочленения, нередко разрезы радиальных валиков на этой последней или бугорков на боковой стороне (рис. 21а). У переотложенных криноидных остатков все углы округлены, членики и обломки члеников превращены в эллипсоидальные и восьмеркообразные частицы, так что определяют их по микроструктуре и погасанию. Иногда несколько нераспавшихся члеников получают в процессе перемещения общий сглаженный контур, образуя единое зерно (рис. 21, б).

Второй характерный признак — несортированность карбонатного материала, производимого даже одним каким-либо видом животного. Хороший пример представляют обломки двустворок, прошедших через пищеварительный тракт волбы (табл. V, фиг. 2). Но и вообще несортированность является неизбежным следствием действия биологических факторов; размеры элементов, составляющих рассыпающиеся скелеты, колеблются в широких пределах у каждого отдельного животного, рыбы-бентофаги, как и поедаемые ими ракушки, отличаются по возрасту и величине, а сверлиль-

Рис. 20. Типичная для автохтонных детритусовых известняков сложная и резко остроугольная форма обломков брахиопод, несовместимая с переносом и переотложением осадка. Сводный рисунок по микрофотографиям шлифов. Ув. 10

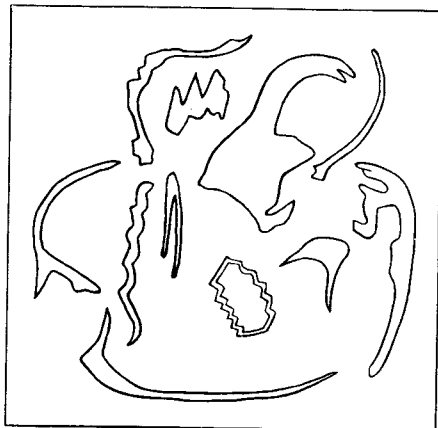
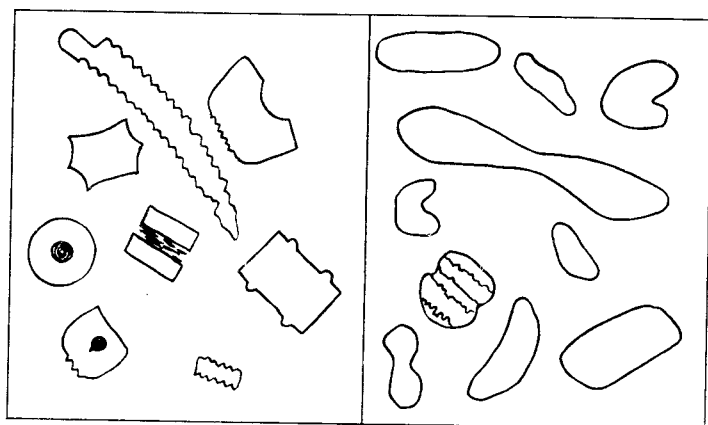


Рис. 21. Автохтонные и аллохтонные остатки иглокожих

а — свежие членики криноидей, не подвергавшиеся переносу. Сохраняется первичная форма и мелкие скульптурные детали; *б* — переотложенные и окатанные остатки криноидей. Сводный рисунок по микрофотографиям шлифов. Ув. 10



щики не только разделяют раковины на фрагменты разных гравийно-песчаных фракций, но еще и выбрасывают в воду тонкодисперсные "опилки". Следовательно, в результате биологических процессов как таковых образуется совершенно несортированный осадок, сложенный неокатанным, автохтонным органогенным детритом, которому должен соответствовать известняк с теми же особенностями. И действительно, такие известняки достаточно широко распространены в геологическом материале, в некоторых бассейнах являясь преобладающей породой детритусовой группы. Именно такой тип изображен на табл. VI, фиг. 2. В нем перемешаны неокатанные скелетные обломки всех размерностей от алевритовой до гравийной (т.е. от сотых долей миллиметра до 3–5 мм и даже до 1 см) без существенного преобладания какой-нибудь одной или двух фракций. Цементирует скелетные обломки минеральный микрозернистый кальцит, который еще расширяет гранулометрический спектр известняка. Два варианта этого типа представлены также в табл. VII: один из каменноугольных отложений, другой из меловых. В обоих случаях бросается в глаза свежесть детрита, сложная форма обломков раковин и несортированность осадка в целом.

В то же время существуют и детритусовые известняки с достаточно

высокой степенью сортировки, с доминированием узких гранулометрических диапазонов, например 0,1—0,5 мм или 0,3—0,6 мм, реже до 1—2 мм [Хворова, 1958]. Эта категория распадается на две разновидности. В одной из них сортировка осуществляется за счет выноса мелких фракций, причем остающийся на месте более крупный детрит окатыванию не подвергается. В известняках второй разновидности воздействие гидродинамики на первичный осадок выражено гораздо резче. Они состоят из органогенного детрита не только отсортированного, но и окатанного, сцементированного вторичным прозрачным кальцитом. Эту разновидность литологи называют по-разному: раковинные известняковые песчаники [Хворова, 1958], окатанно-зернистые известняки [Швецов, 1958] или органогенные песчаники [Максимова, 1961, 1963]. Но выделяют ее неизменно, по четкому петрографическому отличию от остальных детритусовых известняков и по особому месту, которое она занимает в морских бассейнах.

Таким образом, гидродинамическое воздействие оставляет явные следы, которые можно увидеть в литифицированной породе, и проявляется оно в окатывании и сортировке скелетных частиц. Для известняков, сложенных несортированными и неокатанными обломками фауны и водорослей, отсутствие механической обработки вполне очевидно. Известняки сортированные, но сохранившие угловатую форму скелетных фрагментов отражают частичное перераспределение уже готового осадка, в котором детрит был образован биологическими процессами. И только органогенные песчаники несут отпечаток формирования в условиях высокой гидродинамической активности. В них, однако, на карбонатных зернах часто встречаются многочисленные каналцы сверлящих водорослей [Максимова, 1961], откуда следует, что и в данном случае в дезинтеграции скелетов большую роль играли организмы-детритообразователи, работу которых только завершило механическое движение и перемещение осадка в волновом поле.

Эти незначительные, казалось бы, петрографические отличия перечисленных разновидностей известняков в действительности имеют большое генетическое значение и являются показателями разных типов седиментации и разной морфологии седиментационных бассейнов.

ГЕНЕЗИС ДЕТРИТА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Рассмотрим особенности осадкообразования на примере детально изученных верхнетурнейских отложений Кузнецкой котловины и верхнемосковских отложений Московской синеклизы (C_2), т.е. толщ, в которых известняки детритусовой группы являются преобладающей породой. В качестве дополнения можно привлечь материал по некоторым известняковым пластам из среднего карбона Донбасса, которые дают картину литофацальной зональности, сходную с кузнецкой. Пространственное распределение типов известняков в этих трех регионах изображено на рис. 22. Разница между Московской синеклизой, с одной стороны, и Кузнецким и Донецким бассейнами, с другой, бросается в глаза. Наиболее яркое отличие — это совершенно разная зональная приуроченность микрозернистых известняков, которые в Кузбассе и Донбассе попадают в прибрежную полосу, а в Подмоскovie почти целиком — в наиболее удаленную от берега и сравнительно глубоководную часть бассейна. В прибрежной зоне они аккумуляровались лишь небольшими участками под защитой островов. Второе крупное отличие заключается в том, что в Московской синеклизе шламовые известняки занимают обособленную зону, расположенную дальше от берега, чем зона детритусовых известняков, а в Кузнецком и Донецком

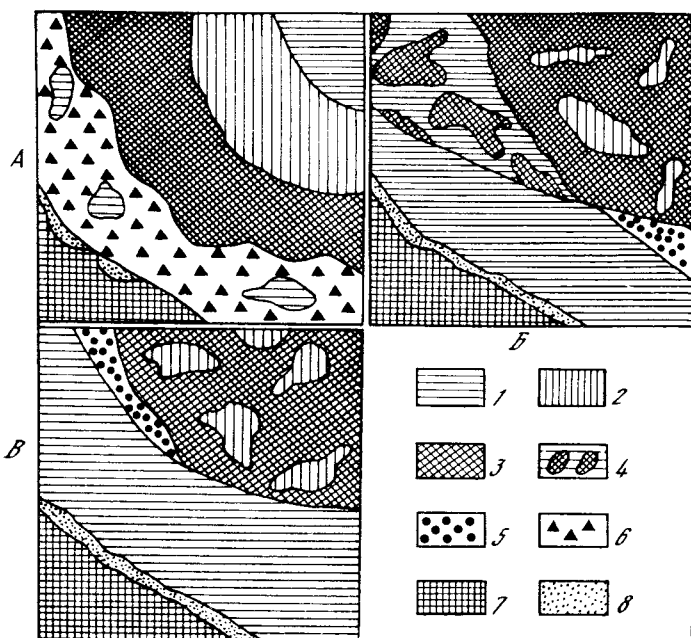


Рис. 22. Схема зонального распределения известняков в моменты чисто карбонатной седиментации

а — Московская синеклиза [по Хворовой, 1953, упрощенно]; б — Кузнецкий бассейн [Максимова, 1961]; в — Донецкий бассейн [Максимова, 1961]; 1 — микрозернистые известняки (в Подмоскowie иногда доломиты); 2 — шламные и мелкофораминиферовые известняки; 3 — детритусовые известняки; 4 — мозаичные известняки; 5 — органогенные песчаники и оолитовые известняки; 6 — обломочные известняки и органогенные песчаники; 7 — суша; 8 — предполагаемая область развития терригенных грунтов

бассейнах детритусовые и шламные известняки распространены вперемежку, пятнами разного размера, в пределах одной и той же зоны. Более того, в Кузбассе широко развито пятнисто-линзовидное чередование известняков автохтонно-детритусовых и микрозернистых (мозаичные известняки). А органогенные песчаники с такими четкими следами механического действия движущейся воды имеют ограниченное распространение и локализуются на заметном расстоянии от берега — в Кузнецкой котловине (вместе с оолитовыми известняками) на склонах островных поднятий, в Донбассе в полосе баров (рис. 22, б, в). В целом зональное распределение карбонатных отложений в этих водоемах отражает основную зональность их образования. Микрозернистые известняки концентрируются в прибрежной зоне, т.е. именно там, где идет самая активная химическая садка кальция. Детритусовый раковинный материал накапливается в центральной части бассейна, в том батиметрическом интервале, который наиболее благоприятен для развития донной фауны, являющейся поставщиком детрита.

В Подмоскowie в зональном размещении карбонатного материала ясно просматривается разделение на гранулометрические фракции. Ближе всего к берегу идет полоса обломочных известняков (в основном галечно-гравийные размеры), дальше следует пояс детритусовых отложений (гра-

Таблица 4

Характерные особенности и условия образования органогенно-детритусовых известняков

Район, возраст	Кузбасс C_1 , верхний турне [Максимова, 1961, 1963]	Московская синеклиза, верхняя часть московского яруса C_2 [Хворова, 1953, 1958]
Основные литологические особенности	Сплошная толща известняков, серых и темносерых, битуминозных. Известняки преимущественно детритусовые, несортированные, с цементом из пелито морфного кальцита. Довольно много микрозернистых известняков	В основном карбонатная, ритмически построенная толща. Преобладают детритусовые и шламовые известняки, белые и желтоватые, обычно сортированные, с цементом из прозрачного разномзернистого кальцита. На некоторых уровнях много доломитов, седиментационных и диагенетических
Мощность	210—350 м	37—52 м
Фауна и флора	Разнообразная, часто богатая донная морская фауна. Прирастающих форм мало. Преобладают тонкоракovinные и иглистые брахиоподы, тонкие сетчатые мшанки Низшие водоросли распространены повсеместно, но в небольшом количестве	Разнообразная, обычно богатая донная морская фауна. Много прирастающих и обрастающих форм, животных и растительных. Типичны толстораковинные брахиоподы. Широко распространены разнообразные водоросли, иногда возникают небольшие биогермы
Гидродинамика и литофациальная зональность	Слабая подвижность воды, отсутствие гидродинамической сортировки. Распределение осадков и пород в бассейне сохраняет первичную седиментационную зональность	Значительная до сильной подвижность воды. Отчетливая гидродинамическая сортировка и зональное распределение осадочного материала в соответствии с размером частиц
Тип водоема	Миогеосинклинальный прогиб. Морфологически в турне весьма мелководный плоский бассейн, с малыми углами наклона дна	Часть обширного платформенного, эпиконтинентального Восточноевропейского моря. На дне вырисовывается рельеф, влиявший на осадконакопление
Тектонический режим	Устойчивое прогибание, компенсированное осадконакоплением. Вся толща соответствует единой трансгрессии, этапу нивелировки и опускания суши	Многочисленные колебательные движения, значительная роль восходящих движений, с которыми связаны многочисленные размывы и перерывы разного масштаба, взмучивание и перетолжение ранее образовавшегося осадка

вийные и песчаные размеры, преимущественно последние), затем — зона шламовых и мелкофораминиферовых илов (алевритовый размер) и, наконец, зона пелитов, представленных микрозернистым карбонатом, в значительной степени аллохтонным, принесенным из зоны взмучивания. Органогенные песчаники встречаются в качестве второстепенной породы в зоне обломочных известняков, с которыми они связаны постепенными переходами.

Кроме пространственного распределения осадков, есть и другие отличия между сравниваемыми бассейнами, и для полноты сопоставления имеющиеся экологические, литологические, палеогеографические и тектонические данные сведены в табл. 4.

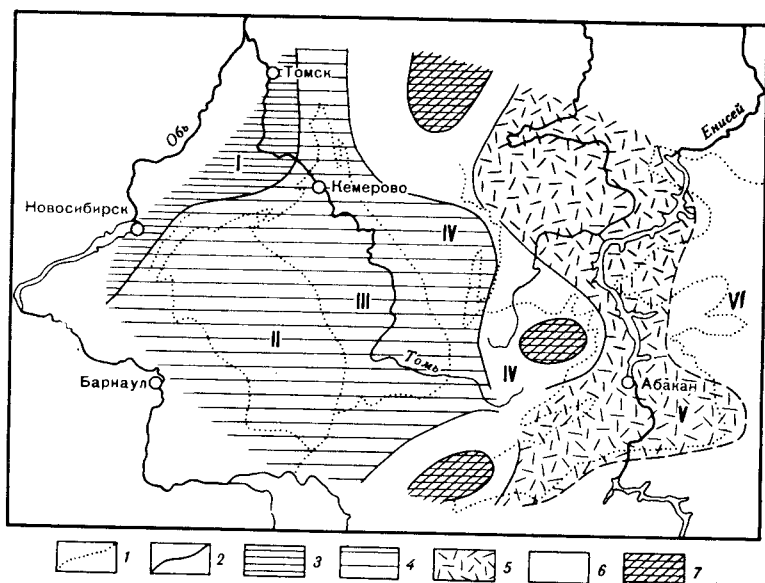


Рис. 23. Саяно-Алтайская область. Палеогеография времени максимума турнейской трансгрессии

1 — границы современных крупных структур; 2 — границы позднетурнейских седиментационных бассейнов; 3 — терригенные кульмовые фации; 4 — известняковые фации; 5 — преимущественно пирокластические отложения; 6 — суша низменная; 7 — суша более возвышенная. Структуры: I — Колывань-Томская зона; II — Салаирский край; III — Кузнецкая котловина; IV — Кузнецкий Алатау; V — Минусинские впадины; VI — Саяны

В табл. 4 четко вырисовываются два типа седиментационных бассейнов, отличающихся по всем существенным признакам — по морфологии водоема, гидродинамике, тектоническому режиму, экологическим особенностям фауны и литофациальной зональности. Естественно, что несортированные автохтонно-детритусовые известняки господствуют среди пород тиховодного водоема, расположенного в области устойчивого и активного прогибания (Кузбасс, см. мощности). И наоборот — в бассейне, отличающемся повышенной гидродинамической активностью и неустойчивым тектоническим режимом, преобладают известняки сортированные.

Закономерная корреляция между особенностями известняков и характером бассейнов осадконакопления позволяет, опираясь на петрографические особенности пород, восстанавливать палеогеографическую ситуацию даже широкого плана. Например, в конкретных условиях Кузбасса известняки детритусовой группы, как уже упоминалось, сосредоточены в наиболее удаленной от берега открыто-морской зоне (рис. 22). Поэтому их тяготение в позднем турне к восточному склону Салаирского края позволило сделать вывод, что Салаир, еще в фамене представлявший сушу, во второй половине турнейского века целиком погрузился под уровень моря [Максимова, 1963, 1970б]. Учитывая же положение остальных кузнецких литофациальных зон, можно было реконструировать очень своеобразный палеогеографический момент, которому отвечали пенепленизация и опускание положительных структур и чрезвычайно широ-

кое распространение моря (рис. 23). Более поздние детальные литолого-стратиграфические исследования в западном Присалаирье (Горловский бассейн) подтвердили погружение Салаира и объединение в позднем турне Горловской и Кузнецкой акваторий в единый крупный морской бассейн [Казеннов, 1973].

Рассмотренные примеры не исчерпывают, конечно, всех фациальных и палеогеографических положений, возможных для детритусовых известняков, но достаточно ясно показывают, что объединять их с обломочными породами и приписывать им механическое происхождение, как это делают американские авторы, нет оснований. Детальное изучение структурных особенностей известняков привело многих советских литологов к заключению, что первоначально детрит формировался биогенным путем и лишь потом подвергался разносу по закону механической седиментации. Это положение отражено в соответствующих классификациях, где детритусовые известняки квалифицируются как органогенные породы [Теодорович, 1948, 1958; Хворова, 1958; Швецов, 1958 и т.д.]. Однако от внимания исследователей как-то ускользали условия, в которых детрит вообще не подвергался переносу и переотложению. Поэтому автор хотел более подробно осветить именно такой случай, охарактеризовать биологические факторы и подчеркнуть, что выявление в литифицированных породах реальных следов гидродинамического воздействия (или их отсутствия) имеет большое значение для палеогеографии.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ

ФАУНА, ФАЦИИ, СТРАТИГРАФИЯ

Очень многие стратиграфические рубежи — границы систем, ярусов и горизонтов — часто остаются спорными в течение десятилетий, несмотря на огромное число работ, посвященных их обоснованию. Соответственно по разному расчленяются разрезы, различно определяются объемы и мощности подразделений всех рангов и создаются несходные стратиграфические схемы, которые далеко не всегда надежно сопоставляются даже в пределах одного региона. Таким образом, уже на уровне первичного фактического материала, являющегося основой для всех дальнейших построений, в стратиграфические исследования закладываются разночтения, корреляционные ошибки и значительная доля субъективизма.

Возможные причины стратиграфических ошибок неоднократно анализировались в литературе, и неоднократно на конкретном материале было показано, что "всякая граница, основанная на вертикальном распространении одной группы или немногих групп организмов, будет сугубо субъективна и произвольна" [Раузер-Черноусова, 1940]. Признание этого положения неизменно приводило исследователей к выводу, что стратиграфические подразделения должны отражать геологическую историю, или, что то же, соответствовать этапам геологического развития рассматриваемой территории [Раузер-Черноусова, 1940; Степанов, 1958; Тихомиров, 1967, 1968; Леонов, 1974]. Достигнуть такого соответствия при помощи одних палеонтологических данных невозможно, но в практической деятельности геологических организаций разрабатывается и применяется в основном биостратиграфия в чистом виде, в отрыве от эволюции осадкообразования, без учета фациальных и тектонических обстановок. Отсюда и возникают долго-

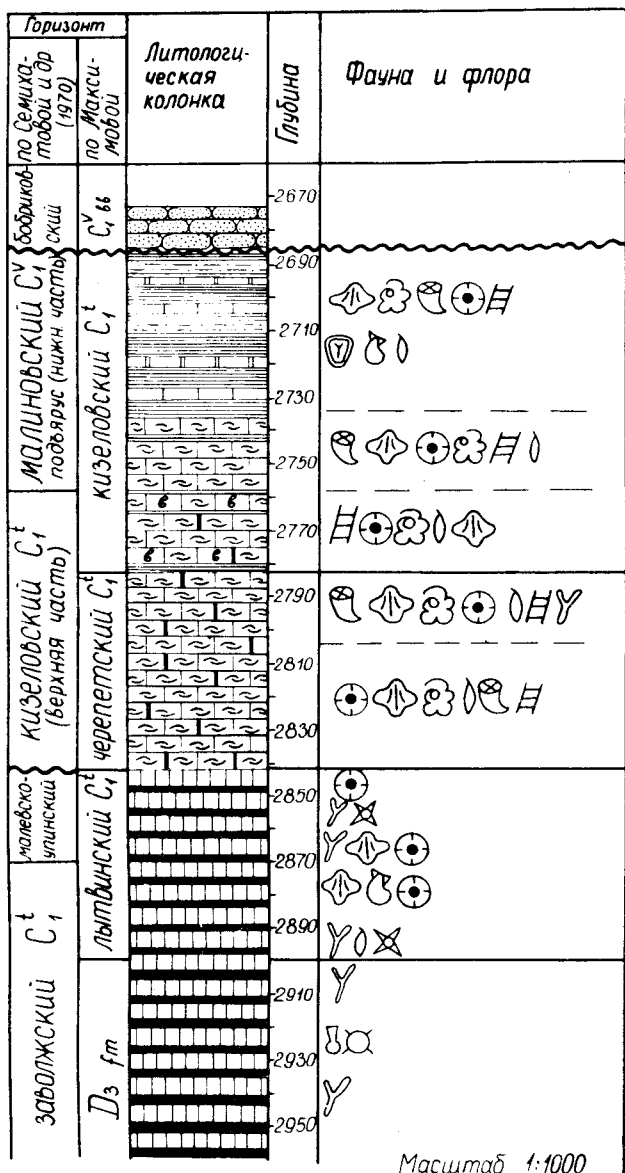
летние стратиграфические споры и стратиграфические схемы, противоречащие геологическим условиям.

Рассмотрим для примера расчленение пограничного фамен-турнейского интервала разреза Бузулукской опорной скважины. В этом интервале существует темноцветная, кремнисто-карбонатная доманикоидная толща мощностью более 100 м, содержащая спиккулы кремневых губок, реже раковинки радиолярий, и слабо охарактеризованная другими группами фауны (рис. 24). При первичном изучении материала [Семихатова и др., 1959] эта толща ниже глубины 2870 м была отнесена к девону на том основании, что из интервала 2872–2886 м В.Н. Крестовников определил девонские формы (*Leiorhynchus baschkiricus*, *Posidonomia venusta*). Позднее из более глубоких слоев (2891–2894 м) были определены каменноугольные остракоды, и вся кремнисто-карбонатная толща была отнесена к нижней части турнейского яруса, т.е. к карбону [Семихатова и др., 1970]. Странное положение в разрезе карбоновых остракод и девонской макрофауны может объясняться только двумя причинами: 1) ошибочным определением или остракод, или макрофауны и 2) фациальными особенностями вмещающих отложений, благодаря которым либо брахиоподы и двустворки жили в этой обстановке позднее, чем в других местах, либо остракоды появились раньше. Но в литературе этот вопрос не рассматривался, и остракод, видимо, просто сочли стратиграфически более значимыми (момент субъективизма).

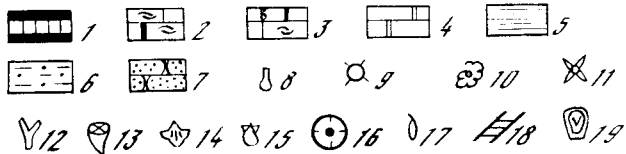
В целом расчленение турнейского яруса в Бузулукской скважине выглядит теперь следующим образом [Семихатова и др., 1970]: кремнисто-карбонатная толща делится на заволжский горизонт 94 м и малевско-упинские слои 28 м. На них непосредственно налегают в разной степени кремнистые полидетритовые известняки, которым приписывается верхнекизеловский (раковинский) возраст. Карбонатно-терригенные отложения, покрывающие известняки, эти авторы относят уже к визейскому ярусу (рис. 24). Таким образом, в турне вырисовывается перерыв, охватывающий полтора горизонта (весь черепетский и нижнюю часть кизеловского), обоснованием которому служит отсутствие в Бузулукской скважине типичного черепетского комплекса фораминифер с обильными и разнообразными чернышинеллами. Нетипичность для черепетского уровня найденных здесь фораминифер заключается в количественном преобладании эндотир над чернышинеллами, что принято считать характерным для кизеловского горизонта.

Но перерыв на черепетско-раннекизеловском уровне противоречит геологическим данным. Как известно, в фаменское и турнейское время рельеф морского дна на территории современной Волго-Уральской области был сложным — там существовали обширные сводовые поднятия, разделенные узкими депрессиями — прогибами, и этот рельеф существенно отражался на строении разрезов разного структурного положения. Бузулукская скважина вскрывает депрессионный разрез с развитием на соответствующем уровне характерных для этого типа темноцветных доманикоидных отложений, и большой стратиграфический перерыв во впадине, при одновременном накоплении осадков на соседних возвышениях и их склонах, совершенно невероятен. Нельзя объяснить черепетско-раннекизеловский перерыв и позднейшим разрывом во время обмыва платформенного поднятия радаевского времени, поскольку в разрезе имеются верхнекизеловские и малиновские отложения.

При рассмотрении Волго-Уральской области в целом ясно видно, что на черепетско-раннекизеловское время приходится максимум турнейской трансгрессии, который выражается в погружении палеоподня-



Масштаб 1:1000



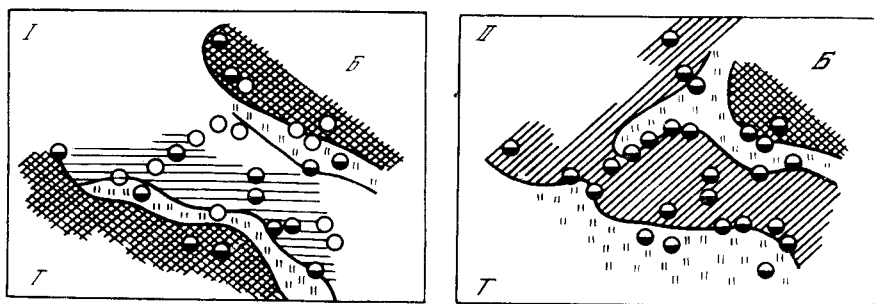


Рис. 25. Схемы зонального распределения карбонатных отложений фаменского яруса (I) и чернышинского подъяруса турне (II) в Актаныш-Чишминском прогибе [Полонская и др., 1975]

1-4 — известняки: 1 — микрозернистые-сферовые; 2 — водорослевые; 3 — полидетритовые; 4 — темные микрозернистые-кремнистые (доманикоидные фации); 5 — площади с отбором керна в скважинах на данном стратиграфическом уровне; 6 — то же, без отбора керна; 7 — границы литофациальных зон; Б — Башкирский свод; Т — Татарский свод

тий, наибольшем для турне выравнивании условий осадкообразования и появлении во всех структурных зонах полидетритовых известняков с разнообразной морской фауной [Максимова, 1977]. Это можно проиллюстрировать составленными Е.Д. Розоновой для Можгинского прогиба литофациальными картосхемами [Полонская и др., 1975]. Здесь в фамене выделяются обширные площади сводов, занятые микрозернистыми сферовыми известняками, узкие полосы водорослевых известняков на склонах и темноцветные, кремнисто-карбонатные, доманикоидные отложения в депрессионной зоне (рис. 25, I). Во второй половине турне (черепетский и частично кизеловский горизонт) место доманикоидных отложений занимают полидетритовые известняки, а площадь известняков микрозернистых сферовых резко сокращается за счет распространения полидетритовых известняков и расширения водорослевой полосы (рис. 25, II). Другими словами, происходит перемещение склоновых и депрессионных фаций на бывшие своды, наглядно отображающее опускание положительных структур и развитие трансгрессии.

Сравнение произвольно взятых, удаленных друг от друга разнофациальных разрезов, в которых палеонтологическое определение возраста отдельных горизонтов не вызывает сомнений, также показывает, что трансгрессивная пачка полидетритовых известняков, большей или меньшей мощности, на черепетско-раннекизеловском уровне прослеживается везде — на сводах (рис. 26, II, IV), на их склонах (рис. 26, V) и в прогибах (рис. 26, I). Эти полидетритовые известняки максимума трансгрессии, помимо распространения во всех структурных зонах, характеризуются тем, что в каждом отдельном разрезе они образуют пачку, экологически опти-

Рис. 24. Разрез Бузулукской опорной скважины

1 — кремнисто-карбонатные отложения; 2 — известняк полидетритовый с немногочисленными кремневыми включениями; 3 — известняк водорослево-полидетритовый с кремневыми включениями; 4 — доломит; 5 — глина, аргиллит; 6 — аргиллит алевроитистый; 7 — песчаник мелкозернистый; 8 — эрландии; 9 — другие однокамерные фораминиферы; 10 — многокамерные фораминиферы; 11 — радиолярии; 12 — спикулы кремневых губок; 13 — кораллы одиночные; 14 — брахиоподы; 15 — двусторки; 16 — криноидеи, разрозненные членики; 17 — остракоды; 18 — водоросли трубчатые типа камня (нодозинелла); 19 — споры

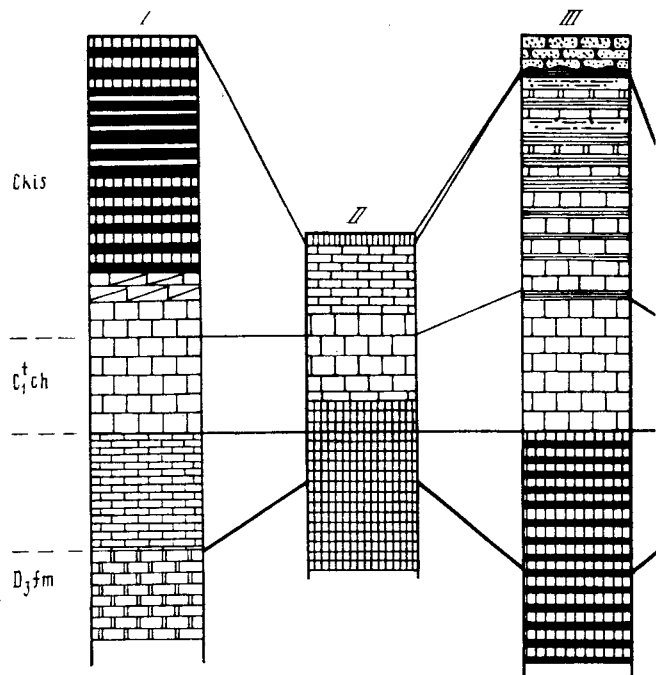
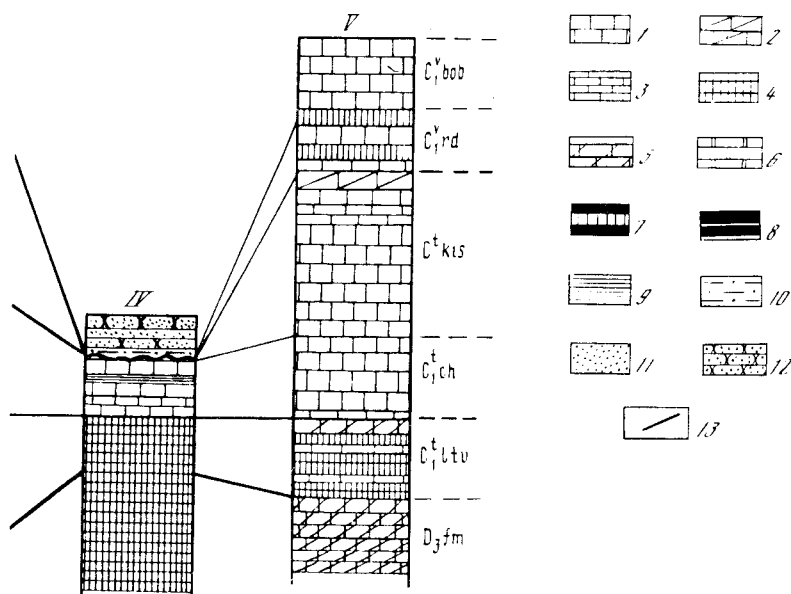


Рис. 26. Раннекаменноугольное осадконакопление в разрезах разного типа

1—5 — известняки: 1 — полидетритовый; 2 — спиккулово-полидетритовый и полидетритово-спиккуловый; 3 — каменный (нодозинелловый), полидетритово-каменный, полифитный, полидетритово-полифитный, водорослево-микрозернистый; 4 — микрозернистый и сферовый; 5 — доломитовый, неустановленной первичной структуры; 6 — доломит немой; 7 — кремнисто-карбонатные отложения; 8 — кремнистые отложения, слабокарбонатные; 9 — аргиллит; 10 — аргиллит алевроитистый; 11 — алевролит; 12 — песчаник мелкозернистый; 13 — граница девона и карбона. Разрезы: I — р. Чусовая, камень Собачий; II — Дружинино; III — Бузулукская опорная скважина; IV — скважины Ножовской площади (Пермская обл.); V — р. Усуйли, Южный Урал

мальную для данной точки, с наибольшим количественным обилием фауны, наибольшим ее групповым и видовым разнообразием и преобладанием стенофациальных морских форм. Ниже и выше лежащие породы формировались в условиях, менее благоприятных для морских животных, и чем дальше по разрезу эти породы отстоят от оптимума, тем хуже были условия жизни, тем сильнее сказывались локальные особенности обстановки. Поэтому породы, подстилающие и покрывающие оптимальную пачку, разнообразны и весьма неодинаковы в различных частях палеобассейна, но сами полидетритовые известняки, несмотря на второстепенные местные отличия, сохраняют постоянство литологических особенностей, и их стратиграфическое положение выдерживается повсюду. Бузулукская скважина (рис. 24, рис. 26, III) не отличается от других разрезов по общему ходу седиментационного процесса, откуда следует, что и здесь полидетритовые известняки должны быть отнесены к черепетско-раннекизеловскому времени. Что касается нетипичности для черепетского горизонта комплекса фораминифер из этой скважины (преобладание эндотир над чернышнеллами) то в Пилюгино в сходной фациальной обстановке



наблюдается такое же явление, а эндотиры этого комплекса представлены формами, регулярно встречающимися как в кизеловском, так и в черепетском горизонте. Поняв, что несколько необычный облик черепетской ассоциации фораминифер определяется фациальными условиями, и учитывая влияние этих условий на фауну также в более высоких и более низких слоях, мы получаем непрерывный разрез, что хорошо согласуется с геологическими и литологическими данными и отражено в нашей стратиграфической интерпретации (рис. 24).

Этот пример разобран так подробно потому, что в нем ярко выразилась типичная ситуация — при всей распространенности в литературе таких понятий, как биофаии, биофаиальные зоны и т.д., на практике принимается за аксиому, что время существования всех видов и комплексов должно быть одинаковым повсюду и в любых условиях. В реальности же стратиграфическая позиция тех и других в разных районах, в разной обстановке часто (если не всегда) существенно различается. Например, брахиоподы *Megachonetes zimmermanni*, вид, который палеонтологи нередко считают руководящим визейским, связан с детритусовыми известняками и, в соответствии с их распространением, в Подмосковном бассейне приурочен к верхнему визе, а в Кузнецкой котловине только к верхнему турне, где он представляет обычную форму. На Южном и Среднем Урале *M. zimmermanni* существует начиная с кизеловского горизонта турне до верхнего визе, но в толщах с преобладанием терригенных пород встречается лишь в пачках или пластах детритусовых известняков. Наоборот, формы, связанные с терригенными осадками, появляются в разрезах на разных уровнях, вместе со своей фацией. Так, елховские остракоды, известные из терригенных отложений так называемого елховского горизонта, в тех разрезах, где среди известняков есть прослои аргиллитов, появляются в нижележащем кизеловском горизонте [Кутуков и др., 1973].

Стремление найти ни от чего не зависящую фаунистическую характеристику выражается также в том, что время от времени какая-нибудь группа животных объявляется архистратиграфической, т.е. возводится в ранг безусловного, универсального показателя возраста вмещающих пород. К этой категории издавна относят гониатитов, хотя зависимость их распространения от фаций известна уже несколько десятилетий. Гониатиты полностью или почти полностью отсутствуют в детритусовых известняках с обильными остатками бентической фауны и чаще всего встречаются, достигая при этом наибольшей численности, в терригенных и кремнистых отложениях. За сто лет интенсивных исследований в каменно-угольных известняках Московской синеклизы было найдено всего несколько экземпляров гониатитов, которые в силу своей редкости не могли помочь расчленению карбона. Поэтому здесь стратиграфическая схема построена на развитии брахиопод и фораминифер. Карбонатно-кремнистая толща доманикового горизонта в Притиманье содержит большое количество гониатитов, но в ней отсутствуют брахиоподы, фораминиферы и криноидеи, изобилующие в ближайших чисто известняковых разрезах, в которых зато нет гониатитов. Вообще "в местах массового развития аммоноидей другие типы и классы беспозвоночных представляли, как правило, большую редкость. Совместно с ними чаще всего встречаются радиолярии (иногда в массовом количестве), кремневые губки, двусторчатые моллюски, гастроподы" [Руженцев, 1962]. Таким образом, в одном разрезе фораминиферовые и брахиоподовые зоны с гониатитовыми зонами обычно не совмещаются и прямо не сопоставляются. Сопоставление производится через одно, а то и два промежуточных звена. Скажем, в каком-то разрезе в одной толще с фораминиферами найдены конодонты, которые, по мнению специалистов, можно отнести к определенной конодонтовой зоне, выделенной Циглером в ФРГ. На первом этапе корреляции данные комплексы фораминифер (или фораминиферовые зоны) привязывают к конодонтовой зоне. Затем конодонтовую зону по Циглеру сопоставляют с гониатитовой зоной по Ведекинду, и в результате всех операций оказывается, что часть разреза в регионе, где гониатитов нет или они чрезвычайно редки, относится к гониатитовой зоне допустим, *Woskluferia*, а кобеитузановый комплекс фораминифер представляет эту же зону. Конечно, гониатитовая зональность, протянутая таким способом в область развития фораминиферо-брахиоподовых фаций, стратиграфической ценности не имеет, поскольку в этом конечном звене корреляционной цепочки суммируются неточности и весьма приблизительные соответствия, существующие во всех предыдущих звеньях.

Но выделение, и в особенности прослеживание, монаотаксонных, чисто биостратиграфических подразделений также наталкивается на серьезные трудности. Турнейские отложения по унифицированной стратиграфической схеме карбона Русской платформы делятся снизу вверх на 5 горизонтов — заволжский, малевский, упинский, черепетский и кизеловский, которые следующим образом связываются с фораминиферовыми зонами. Заволжский горизонт охватывает верхнюю часть зоны *Septatournayella rauserae* и всю зону *Quasiendothyra kobeitusana*, малевскому горизонту отвечает зона однокамерных фораминифер, упинскому и черепетскому — зона *Chernyshinella*, кизеловскому — зона *Endothyra*. Однако на западном склоне Урала турнейский ярус подразделяется только на 3 горизонта — лытвинский с комплексом *Q. kobeitusana*, кыновский с чернышинелловым и кизеловский с эндотировым комплексом. Сопоставление с фораминиферовыми зонами платформы, казалось бы, напрашивается само собой, но в уральских разрезах нет, например, зоны однокамерных фораминифер.

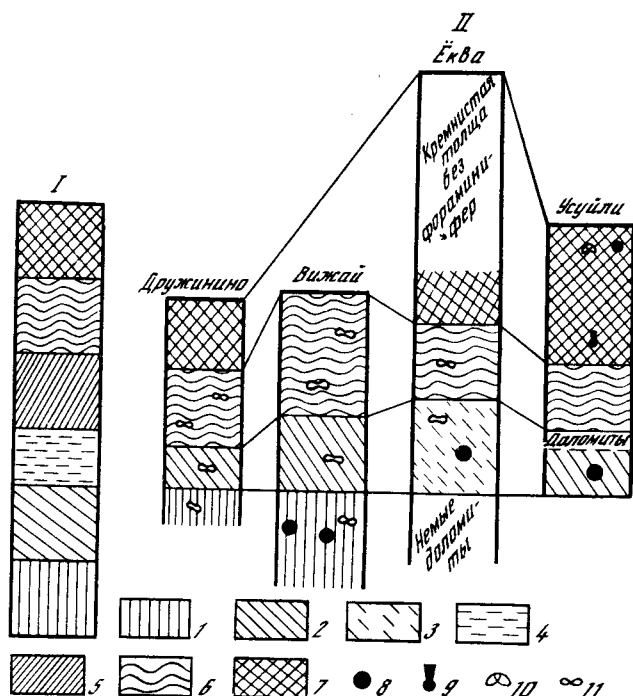


Рис. 27. Последовательные комплексы фораминифер турнейского яруса

I — по унифицированной стратиграфической схеме; II — в реальных непрерывных уральских разрезах;

1 — комплекс *Septatourayella rauserae* и *Quasiendothyra communis*; 2 — кобейтузановый комплекс (*Q. kobeytuzana*, *Q. konensis*, *Q. communis*); 3 — квазиэндотирово-септагломоспиранелловый комплекс (*Q. communis* и различные септагломоспиранеллы, которые преобладают в этом комплексе); 4 — комплекс однокамерных фораминифер (малевская ассоциация); 5 — объединенный чернышинелловый комплекс (упинский); 6 — типичный чернышинелловый комплекс (кизельовский); 7 — турнейеллово-эндотировый комплекс (кизельовский); 8-11 — отдельные роды и группы фораминифер за пределами "своего" комплекса: 8 — чернышинеллы; 9 — гаплофрагмеллы; 10 — тетратаксисы; 11 — "малевская" ассоциация однокамерных форм (в том числе биосферы)

нифер, приуроченной на платформе к малевскому горизонту. На Урале кобейтузановое сообщество непосредственно переходит в чернышинелловое, не оставляя места для малевской ассоциации, лишенной многокамерных форм [Щербаков и др., 1969; Щербаков и др., 1977; Максимова, 1977]. Эти соотношения изображены на рис. 27, где показаны фораминиферовые комплексы, характеризующие горизонты унифицированной схемы (27, I), и распределение фораминифер в нескольких конкретных уральских разрезах (27, II). Сравнение левой и правой сторон рисунка показывает, что, кроме отсутствия малевского и самостоятельного упинского комплекса корненожек, в уральских разрезах видна зависимость фораминифер от местных фациальных обстановок, на которой мы и остановимся. Очень выразительны отличия в списках фораминифер из разрезов Дружинино и Ёква (табл. 5). В Дружинино представлен обычный, так сказать, стандартный набор видов зоны *Quasiendothyra kobeytuzana*, состоящий главным образом из различных квазиэндотир. А в Ёкве, в 5.Зак. 1605

Таблица 5

Лытвинские комплексы фораминифер в известняках разного типа

Ёква (р. Чусовая) Полифитный известняк	Дружинино Микрозернистый известняк с обильным детритом
<p>Septaglomospiranella primaeva (Raus.) Sept. cf. primaeva v. graciosa Sept. cf. primaeva v. kasakhstanica Sept. cf. kingirica Reith. Septabrunsiina minuta Lip. Tournayellina primitiva Lip. Palaeospiroplectammina sp. Chernyshinella crassitheca Lip. Chern. disputabilis Dain</p> <p>много однокамерных: архесферы, бисферы, эрландии, паратураммины (определения А.В. Дуркиной)</p>	<p>Septaglomospiranella primaeva (Raus.) Sept. compressa Lip. Quasiendothya bella N. Tchern. Q. communis Raus. Q. communis Raus. f. recta Q. kobetusana stricta Con. et Lys. Q. konensis Leb.</p> <p>(определения О.А. Липиной)</p>

полифитном известняке, сложенном почти целиком остатками водорослей, квазиэндоцитры вообще отсутствуют, основу комплекса составляют септагломоспиранеллы и к ним добавляются чернышинееллы, которые появляются в этих условиях ниже своей зоны. Совместное нахождение форм, приведенных в каждом списке, не вызывает сомнений, так как они происходят в обоих случаях не из горизонта в целом, а из отдельных пластов мощностью 2,5 м (Ёква) и 1,5 м (Дружинино). Не вызывает сомнений и стратиграфическое положение септагломоспиранеллового комплекса, так как в разрезе Ёква и ниже и выше соответствующего слоя найдены типичные лытвинские брахиоподы — *Mucrospirifer tylothyridiformis*, *Productina sampsoni*, *Sentosia retiformis*, *Schizophoria chouteanensis*, встреченные на этом уровне во многих местах, в том числе и в стратотипе лытвинского горизонта на р. Лытве.

Количественное преобладание аммодисцид, в первую очередь септагломоспиранелл (конечно, других видов), отмечается и в верхнем турне — в тех случаях, когда в известняке содержатся остатки водорослей, особенно трубчатых типа камена, в пороодообразующем количестве. Таким образом, вырисовывается чисто фациальный характер обилия септагломоспиранелл и близких к ним форм, который необходимо учитывать при стратиграфических построениях. Еще более отчетливо проявляется фациальная приуроченность однокамерных корненожек. Эти примитивные эврифациальные формы встречаются в фаменском и турнейском ярусах в самых разнообразных фациях и типах пород, но становятся массовыми лишь в специфических разновидностях микрозернистых известняков (сферовых, сферово-узорчатых, микрозернистых со сферами). О.А. Липина уже давно писала, что в породах с массовыми однокамерными фораминиферами многокамерные виды, а также остатки другой фауны или вообще отсутствуют или встречаются очень редко [Липина, 1960]. То же самое наблюдалось и в нашем материале, не только по западному склону Урала и Урало-Волжской области, но и по Кузбассу [Максимова, 1977, 1981]. Если в разрезе пелитовые известковые илы появлялись на разных уровнях, вместе с ними появлялась ассоциация однокамерных фораминифер. Так, например, в опорной Березниковской скважине (Пермская обл.) при детальном литологическом изучении керна обнаружилось три интер-

вала, где были найдены только однокамерные корненожки — на глубине 2324–2327 м, 2272–2279 м и 2170–2181 м. Первый из этих интервалов приходится на нижнюю часть лытвинского горизонта, второй — на выделяемый пермскими геологами малевский горизонт, а третий — на верхнюю часть кыновского (черепетского) горизонта [Максимова, Розонова, 1981]. Пример Березниковской скважины объясняет, почему малевский горизонт, или, что то же, зона однокамерных фораминифер, теряется в Заволжье и на Урале. Какой-то небольшой, фациально обусловленный промежуток с обилием однокамерных и отсутствием многокамерных фораминифер может встретиться в разрезе несколько раз, а сколько-нибудь устойчивую по положению “зону однокамерных фораминифер”, сравнимую по мощности с другими зонами (или горизонтами), вычленив не удастся. Малевский горизонт пермских геологов [Кутуков и др., 1973] в Березниковской скважине имеет мощность всего 7 м (меньше чем интервал обилия однокамерных форм в черепетском горизонте), при мощности заволжского горизонта 54 м и упинского — 71 м.

Казалось бы, что ненадежность выделения “зоны однокамерных фораминифер” должна была привести к ее исключению из унифицированной стратиграфической схемы карбона, но исторически так сложилось, что этой зоне было приписано значение переломного момента в развитии фораминифер, важнейшего рубежа, разделяющего этренский и турнейский этапы эволюции. Предполагалось, что на этом рубеже (т.е. в малевское время) развитие многокамерных фораминифер прерывалось, и снова они появлялись в упинское время, но уже другие, с качественно новыми признаками, обеспечившими им расцвет и широкое расселение в течение турнейского века [Липина, 1965; Рейтлингер, 1965]. Однако “настоящие турнейские” чернышинеллы и эндотире появились и распространились на значительной акватории задолго до упинского времени. Они найдены в зоне *Q. kobeitusana*—*Q. konensis* в ряде уральских разрезов и во многих скважинах Волго-Уральской провинции [Максимова, Губарева, 1980], а в Притиманье и в Пермской области — даже в более древних слоях. Распределение чернышинелл за пределами своей зоны показано на рис. 27, где видно, что они появляются почти во всех разрезах ниже чернышинелловой зоны, а иногда (р. Усуйли) присутствуют во всех подразделениях турне, от зоны *Q. kobeitusana*—*Q. konensis* до зоны *Endothyra*—*Tournayella*, встречаясь в этой последней вместе с первыми тетратаксисами. На р. Вижай (рис. 27) из одного образца в зоне *Septatournayella rauserae* были определены следующие фораминиферы: *Parathurammina suleimanovi* Lip., *Bisphaera irregularis* Bir., *Tuberitina* sp., *Septaglomospiranella* sp., *Paracaligella antropovi* Lip., *Septatournayella* cf. *rauserae* Lip., *Chernyshinella tumulosa* Lip., *Ch. paraglomiformis* Lip. (определения О.А. Липиной). В Печорской синеклизе “массовые многокамерные фораминиферы *Ammobaculites*, *Septaglomospiranella*, *Septatournayella*, *Chernyshinella*, *Quasiendothyra*, *Endothyra*” зарегистрированы примерно на том же, а возможно, и более низком уровне, чем на Вижае [Дуркина и др., 1980]. При этом об эндотирах осторожно сказано, что они представлены формами, сходными с верхнетурнейскими *Endothyra inflata*, *E. latispiralis*, *E. kosvensis*. Наконец, в Донбассе, в слоях с *Q. kobeitusana* и *Q. konensis* встречаются не только *Chernyshinella* sp. и *E. aff. latispiralis*, но и такой широко распространенный черепетско-кизеловский вид, как *Tournayella discoidea* Dain [Айзенберг, Бражникова, 1965].

Все это лишний раз подтверждает фациальную природу “зоны однокамерных фораминифер”, т.е. малевского горизонта Подмоскovie. На малевском уровне не было никакого перелома в эволюции корненожек, а время

появления тех или иных таксонов, так же как формирование ассоциаций малевского типа, определяется региональными и локальными условиями обитания. Как местная, фациальная единица малевский горизонт не имеет своей палеонтологической характеристики и по другим группам фауны. По конодонтам и по остракодам в Подмоскowie (стратотипический район) единый комплекс охватывает и малевские и упинские отложения [Конюнова, 1975; Чижова, 1965]. Брахиоподы малевского горизонта представлены либо видами, распространенными в нижележащем заволжском горизонте, либо транзитными видами, проходящими от заволжского до упинского горизонта [Максимова, Губарева, 1980]. Естественно, что такое подразделение даже формально не может быть выделено на Урале и в Приуралье, так же как упинский горизонт, практически не отличающийся от черепетского по фаунистической характеристике. Это положение отражено на рис. 27 — уральские разрезы естественно разделяются на три части, и в них не находится места еще двум горизонтам с их фораминиферовыми комплексами, зафиксированными в унифицированной стратиграфической схеме. Существенно, что при трехчленном делении турнейского яруса наблюдается совпадение в ходе изменений фаунистических и литологических комплексов, так что по сумме признаков три горизонта турне достаточно хорошо прослеживаются на западном склоне Урала и в Волго-Уральской области.

Попытки согласовать новые данные с ранее установленными характеристиками отдельных подразделений или сгладить неувязки биостратиграфических схем, обоснованных разными группами фауны, часто приводят к выделению пограничных или переходных слоев разного ранга — межсистемных, междуярусных и даже межгоризонтных. В категорию межсистемных пограничных отложений (девон—карбон) недавно попал джебольский надгоризонт Печорской синеклизы, мощность которого (274 м) заметно превышает суммарную мощность франского и фаменского ярусов (139 + 78 м). Пограничные слои предлагается считать самостоятельным стратиграфическим образованием, "обособленным от ниже- и вышележащих отложений" [Дуркина и др., 1980]. Но такое обособление означает, что джебольский надгоризонт не относится ни к девону, ни к карбону, т.е. выпадает из шкалы геологического времени и вообще не имеет возраста. Этот стратиграфический феномен призван снять противоречие между оценкой возраста рассматриваемой толщи специалистами по конодонтам и специалистами по фораминиферам. Если по фораминиферам это карбон, то по конодонтам — девон, поскольку почти вся переходная толща входит в конодонтовую зону *Bispatodus costatus*, а установивший эту зону Циглер [Ziegler, 1970] и его последователи считают ее девоном. Но выделение пограничных или переходных толщ не может помочь решению стратиграфических проблем. С их появлением вместо одной расплывчатой границы приходится обосновывать и протягивать две — при четких межсистемных и междуярусных рубежах вопрос о необходимости вычленения особых пограничных биостратиграфических единиц даже не возникает. Более того, неувязки, вызвавшие к жизни безвозрастные пограничные слои, не исчезают, поскольку причины большинства биостратиграфических затруднений лежат в области эко-

Все, что было рассмотрено выше, — неодинаковый видовой состав животных и растений в разновозрастных, но разнофациальных отложениях, разновременное появление тех или иных таксонов в разных частях бассейна, отсутствие в определенных палеогеографических обстановках целых классов животных — все определяется взаимодействием фауны со средой

обитания. Поэтому для правильного расчленения и сопоставления разрезов обычную биостратиграфическую методику необходимо дополнять и корректировать палеоэкологическим, литолого-фациальным и историко-геологическим анализом.

ИЗОХРОННЫЕ УРОВНИ

В платформенных условиях наиболее общей причиной, влияющей на седиментацию, являются колебательные движения, среди которых различаются дифференциальные движения отдельных структур и движения универсальные, охватывающие всю платформу или большую ее часть. Последние накладываются на любые местные условия, и их кульминационные моменты (максимум опускания и максимум поднятия) можно проследить в разрезах, сложенных самыми различными породами и содержащих разные органические остатки. Интервалы разрезов, соответствующие максимальным универсальным поднятиям и максимальным универсальным опусканиям, дают надежные корреляционные реперы для стратиграфических и палеогеографических построений.

Корреляционное значение трансгрессивных пачек, отвечающих наибольшему опусканию, определяется тем, что они являются в то же время экологическим оптимумом для каждого отдельного разреза. Если взять бассейн в целом, то в любой момент времени в нем имеются литофациальные зоны с неодинаковыми условиями обитания бентоса, да и в пределах каждой зоны существуют некоторые различия. И всем изменениям среды соответствуют изменения фаунистических комплексов, то более значительные зональные, то сравнительно небольшие в разных местообитаниях одной зоны. А это значит, что даже строго одновозрастные отложения всегда в большей или меньшей степени отличаются по своей палеонтологической характеристике — по общему числу видов, по количественному преобладанию тех или иных групп, родов или видов. Различия эти трактуются по-разному, и нередко чисто фациальным особенностям фаунистического комплекса приписывается стратиграфическое значение, как, например, в случае Бузулукской опорной скважины (см. выше). Особенности затруднения вызывает правильное определение возраста толщ или пачек, содержащих только эврифациальные формы широкого вертикального распространения и сменяющих друг друга по горизонтали толщ существенно разного состава, например карбонатных и терригенных. Но при всех условиях, при всех возможных различиях пачки, представляющие каждая в своем разрезе уровень наибольшего таксономического разнообразия и обилия фауны, относятся к единому, изохронному экологическому оптимуму, совпадающему с максимумом трансгрессии и стабилизацией достигнутых, наилучших для данной фациальной зоны, условий обитания.

В разных зонах расположены, например, разрезы р. Усуйли и дружининского карьера, и фаунистические комплексы даже оптимальной пачки заметно в них отличаются, хотя в обоих случаях эти пачки представлены полидетритовыми известняками (рис. 26). Но на р. Усуйли преобладают криноидно-полидетритовые и фораминиферово-полидетритовые разности с обильными брахиоподами, которые представлены почти 40 видами, в том числе разнообразными спириферидами и продуктидами, включая крупные формы из родов *Palaeochoristites*, *Marginatia* и *Dictyoclostus*. Фораминифер отсюда определено 20 видов, не считая однокамерных. А в Дружинино в полидетритовых известняках всегда много остатков трубчатых водорослей, и здесь найдено всего 7 видов брахиопод, в основном редких или единичных, и 15 видов многокамерных фораминифер, которые никогда не ста-

новятся породообразующим компонентом, т.е. встречаются значительно реже, чем на р. Усуйли. Комплексы фораминифер отличаются также по видовому составу — на Усуйли среди корненожек главную роль играют разнообразные эндотир, в меньшей степени чернышинеллы, а в Дружинино эндотир мало, на первый план выдвигаются аммодисциды (септагломоспиранеллы, гломоспиреллы, аммодискусы, гломоспиры), и чем больше в породе водорослей, тем больше и аммодисцид. Связь пышного развития септагломоспиранелл с водорослевыми известняками отмечалась и для другого стратиграфического уровня (см. выше), так что явно фациальный характер этой связи не вызывает сомнений. На брахиоподах тоже, видимо, сказывалось влияние водорослевых зарослей — по устному сообщению Т.Г. Сарычевой, для этой группы животных известняки с высоким содержанием водорослей представляют весьма неблагоприятную фацию. Здесь надо отметить, что в обоих обсуждаемых разрезах в оптимальной пачке довольно много одиночных кораллов и сирингопор, но они не определялись и потому можно только констатировать их присутствие.

Небольшое количество и небольшое разнообразие фауны в Дружинино на первый взгляд противоречит представлению об экологическом оптимуме. Но поскольку это должен быть не абсолютный оптимум в глобальном масштабе или в масштабе целого морского бассейна, а оптимум локальный, выделяемый в каждом отдельном разрезе, он устанавливается путем анализа развития фауны во времени в данной точке водоема. Такой анализ был произведен по ряду разрезов, особенно детально по дружининскому, служившему полигоном для всестороннего литолого-фациального, палеоэкологического и стратиграфического изучения фамен-турнейского интервала чисто карбонатных сводовых разрезов [Максимова, 1977, 1980]. Здесь выявились такие изменения пород и фауны: 1) верхний фамен, сферовомикрозернистые известняки. Брахиоподы и криноидеи отсутствуют, многокамерных фораминифер 3 вида; 2) литвинский горизонт турне, сферовомикрозернистые известняки. Брахиопод 1 вид (*Crurithyrus urei*), появляются редкие членики криноидей, фораминифер 7 видов; 3) нижняя часть черепетского (кыновского) горизонта, известняки водорослевые и микрозернистые, с обильным детритом ($> 20\%$ породы). Сильная доломитизация. Брахиопод 4 вида, фораминифер? (плохая сохранность), количество криноидей увеличивается; 4) верхнечерепетско-нижнекизеловские полидетритовые известняки. Брахиопод 7 видов, фораминифер 15 видов, много криноидей, появляются частые сирингопоры и одиночные кораллы; 5) верхнекизеловские водорослево-полидетритовые и водорослевые известняки. Брахиопод 2 вида, фораминифер 6 видов, редкие одиночные кораллы. Сирингопоры исчезают, криноидей становится заметно меньше, т.е. с этого уровня начинается развитие фауны в обратном направлении, в сторону обеднения.

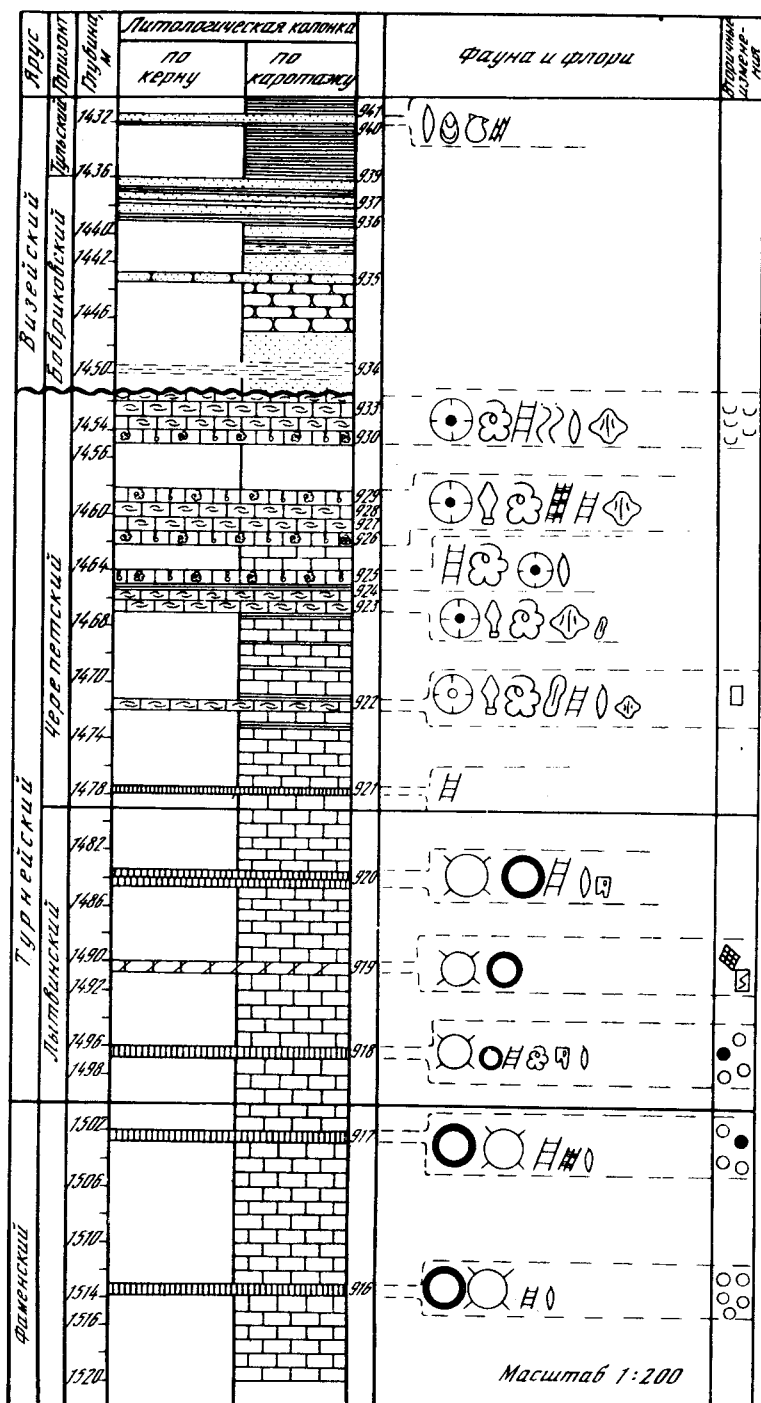
Таким образом, в Дружинино полидетритовые известняки несомненно отличаются максимальным обилием и разнообразием фауны для своего участка бассейна, т.е. представляют экологический оптимум, который сформировался в результате постепенного улучшения условий существования морского бентоса. Последовательное улучшение, сопровождаемое вселением все новых таксонов разного ранга, увеличением числа стенофациальных форм и возрастанием общего количества фауны, закономерно связано с развертыванием трансгрессии и региональным опусканием, на последнем этапе которого, т.е. на максимуме трансгрессии, складывается экологически оптимальное морское сообщество. Нарастающее богатство и разнообразие бентических животных прослежено в трансгрессивных частях всех изученных нами разрезов и описано в трансгрессивных толщах

и пачках иного литологического состава, другого возраста, в далеких от Урала районах, например в виле Шотландии [Ferguson, 1962]. В общем, при изучении разрезов по вертикали интервал максимума трансгрессии по экологическим признакам устанавливается совершенно объективно, с высокой степенью достоверности, несмотря на местные различия фаунистических комплексов. И устанавливается не только по естественным обнажениям, но и по скважинам, уже при выходе керна 15—16% (рис. 28). На этом рисунке видно существенное увеличение разнообразия фауны в черепетском горизонте и резкое возрастание количества криноидей и фораминифер, среди которых в верхней части пачки полидетритовых известняков определены частые типичные *Chernyshinella glomiformis*, *Chern. disputabilis*, частые *Palaeospiroplectamina tchernyshinensis* и *Endothyra latispiralis*. Регрессивная часть турнейского цикла уничтожена в этом разрезе позднейшим размывом, так же как часть трансгрессивной толщи.

Из существования изохронной оптимальной пачки вытекает целый ряд следствий, важных для стратиграфии: 1) мы получаем надежный корреляционный репер способом, независимым от обычной оценки сходства списочного состава фауны, не зависящим также от принятой стратиграфической схемы, что дает возможность контролировать правильность не только сопоставлений, но и расчленения конкретных разрезов; 2) при отсутствии перерывов подстилающие и покрывающие изохронную пачку отложения будут разновозрастными безотносительно к их фациальным различиям; 3) при изучении значительных стратиграфических интервалов оптимальные уровни повторяются, т.е. после наибольшего расцвета фауны в регрессивной толще начинает беднеть качественно и количественно, беднеет от какого-то определенного предела на максимуме воздымания, а во время новой трансгрессии опять происходит постепенное обогащение, завершающееся пиком благополучия (новым оптимумом). Эта закономерность может быть положена в основу расчленения непрерывных платформенных разрезов, в особенности в случае внешне однообразных толщ.

Второй полюс колебательных движений — максимум универсального поднятия — дает картину более сложную, так как при восходящих движениях различия между отдельными структурными элементами не сглаживаются, а усиливаются, и это заметно отражается на строении разрезов. Для Русской платформы максимальное поднятие начала карбона приходится на добобриковское время, когда почти везде турнейские отложения были в разной степени размыты. Глубина размыта колеблется в широких пределах, в зависимости от структурного положения разреза и особенностей тектонического режима каждой структуры. В Волго-Уральской области на сводовых поднятиях наблюдаются перерывы трех разновидностей: 1) терригенные бобриковские отложения ложатся непосредственно на турнейские известняки разного возраста, чаще всего черепетские или нижнекизеловские. Из разреза выпадают в этом случае радаевский и еловский¹ горизонты унифицированной стратиграфической схемы и все, или почти все, кизеловские известняки (рис. 28). На сводах с более активными воздыманиями (например, Камском) целиком размыт и черепетский горизонт; 2) разные горизонты турнейских известняков покрываются маломощной пачкой алевроито-глинистых пород радаевского горизонта, на которые с размывом ложатся бобриковские отложения [Тео-

¹ Автор не считает еловский горизонт самостоятельным стратиграфическим подразделением, но временно, для удобства изложения, пользуется этим названием, включенным в унифицированную стратиграфическую схему.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- 32
- 33

Масштаб 1:200

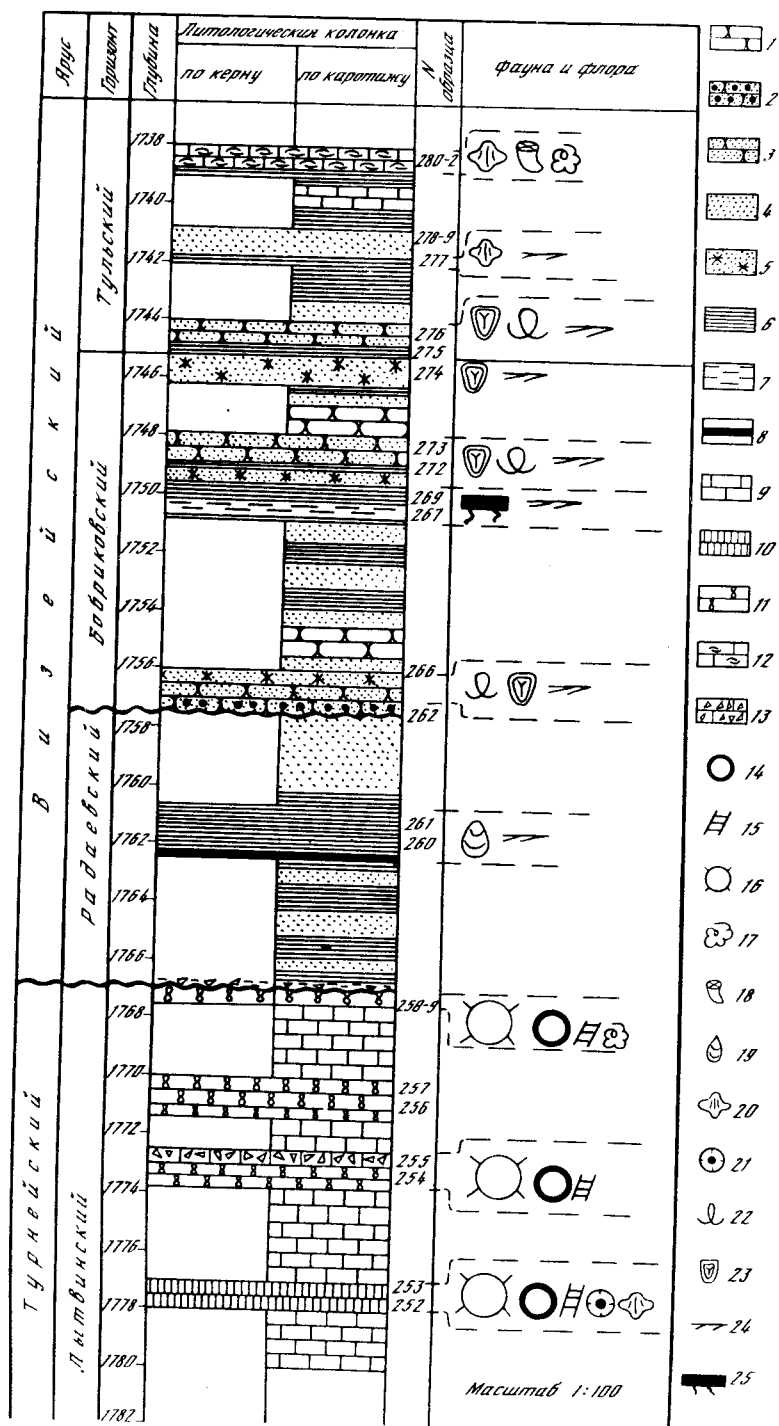
дорович, Розонова, 1960]. В этом варианте два поднятия, два перерыва разной амплитуды, разделены кратковременным опусканием, сопровождавшимся осадконакоплением (рис. 29). Из разреза выпадают часть радаевского горизонта и еловский горизонт, иногда также кизеловский и черепетский горизонты. 3) Тульский горизонт налегает на нижнекизеловские или черепетские известняки, а отложения бобриковского, радаевского и еловского горизонтов подверглись размыву. Такого типа перерыв имеет ограниченное распространение и приурочен к самым приподнятым частям сводовых структур.

Значительная глубина размыва на сводах (2—4 горизонта) не позволяет точно датировать время максимального поднятия. Более четко этот момент вскрывается при рассмотрении разрезов, расположенных на склонах депрессий Камско-Кинельской системы. В этом случае перерыв устанавливается внутри нижнекаменноугольной терригенной толщи, по спорам и детальным литологическим исследованиям, так как при описании керна он нередко остается незамеченным, как бы теряется в однообразном переслаивании мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, часто алевролитистых. Пример перерыва, обнаруженного сначала детальной гранулометрией, представлен на рис. 30, где видно, что на хорошо отсортированный алевролит (70% фракции менее 0,05 мм) ложится совершенно несортированная порода, в которой содержание всех фракций, от мелко-алевритовой до крупнопесчаной, почти одинаково. Такие гранулометрические соотношения исключают сколько-нибудь значительный перенос и свидетельствуют о местном перемыве нескольких песчаных и алевроитовых слоев, который фиксирует выход пород из-под поверхности моря, их разрушение и новое погружение.

В зоне склонов перерыв известен в двух разновидностях: 1) полностью отсутствует радаевский горизонт, так что бобриковские алевролиты и песчаники ложатся на размытую поверхность еловских отложений; 2) на нижнюю или среднюю пачку еловского горизонта налегают с размывом средне- или верхнерадаевские слои. Таким образом, объем перерыва здесь предельно сокращается и ясно видно, что максимальное поднятие падает либо на радаевское время целиком, либо на его начало. Радаевское воздымание подтверждают и палеогеографические исследования — на картах, построенных погоризонтно, наибольшие площади размываемой суши вырисовываются именно для радаевского интервала [Пахомов и др., 1966; Теодорович и др. 1965]. Континентальные бобриковские накопления знаме-

Рис. 28. Разрез скважины Ножовка 26

1—5 — известняки: 1 — микрозернистый; 2 — полидетритовый; 3 — водорослево-фораминиферовый; 4 — доломитовый; 5 — известняк вообще (по каротажу); 6 — аргиллит, глина; 7 — аргиллит алевролитистый; 8 — алевролит; 9 — песчаник мелкозернистый; 10 — песчаник вообще (по каротажу). Вторичные изменения: 11 — рас-сеянная перекристаллизация; 12 — узорчатая перекристаллизация; 13 — микрокомковатость в результате грануляции детрита (комки грануляции); 14 — комки заполнения полостей раковин и водорослевых трубок (скелетное вещество перекристаллизовано и слилось с прозрачным "цементом"); 15 — микрокомковатость в результате неравномерной перекристаллизации породы в целом (остаточные комки); 16 — микроплатнистая доломитизация. Флора и фауна: 17 — водоросли сферические; 18 — водоросли типа камня (нодозинелла); 19 — водоросли типа иссинелла; 20 — остальные сифонеи; 21 — водоросли сверлящие; 22 — остатки наземной флоры (детрит и шлам); 23 — фораминиферы однокамерные; 24 — фораминиферы многокамерные; 25 — брахиоподы замковые; 26 — лингулы; 27 — двустворки; 28 — мшанки сетчатые; 29 — разрозненные членики криноидей; 30 — иглы и фрагменты панцирей морских ежей; 31 — ближе неопределимые обломки иглокожих; 32 — остракоды; 33 — ходы илоедов



25

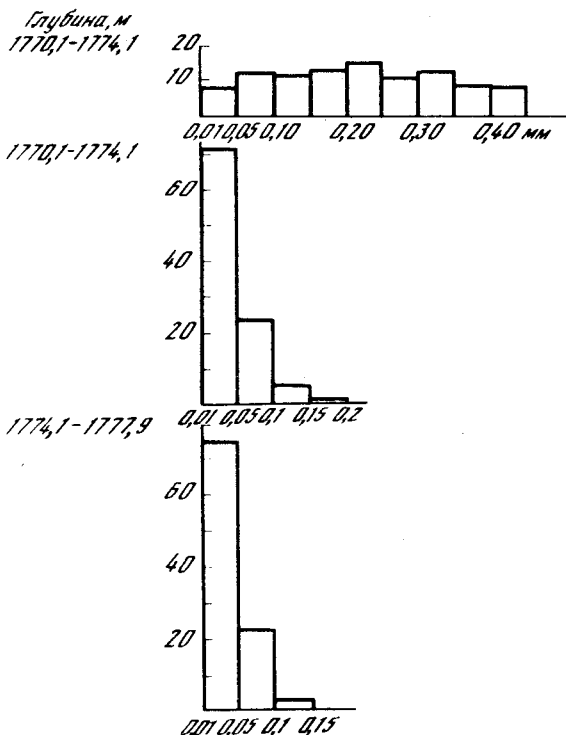


Рис. 30. Предрадаевский перерыв, зафиксированный в гранулометрии песчано-алевритовых пород
Скважина Лазуковская 5 (Пермская обл.). Верхние два образца из одного куска керна

нуют начало новой трансгрессии, хотя по традиции принято считать любые континентальные толщи, залегающие среди морских, показателем крайней регрессии. Однако аккумуляции бобриковских осадков предшествовал размыв, т.е. активные поднятия, осушение и уничтожение морских отложений на больших площадях. Переход от размыва к аккумуляции — это переход из области выветривания в область осадкообразования, который мог осуществиться только при региональном опускании, вскоре завершившемся наступлением моря, т.е. трансгрессией в узком смысле слова.

В полных разрезах осевых частей прогибов во всем исследованном

Рис. 29. Разрез скважины Тузимская 2

Породы: 1 — песчаник вообще (по каротажу); 2 — песчаник разномзернистый; 3 — песчаник мелкозернистый; 4 — алеврит; 5 — алеврит углистый; 6 — глина, аргиллит (смешанного минерального состава); 7 — глина каолиновая; 8 — уголь; 9 — известняк вообще (по каротажу); 10 — известняк микрозернистый; 11 — известняк сферово-узурчатый; 12 — известняк полидетритовый; 13 — известняковая брекчия растрескивания. Фауна и флора: 14 — водоросли сферические; 15 — водоросли типа камня (нодозинелла); 16 — фораминиферы однокамерные; 17 — фораминиферы многокамерные; 18 — кораллы одиночные; 19 — лингулы; 20 — брахиоподы замковые; 21 — разрозненные членики криноидей; 22 — ходы иловодов; 23 — споры; 24 — остатки наземной флоры (детрит и шлам); 25 — стигмари

стратиграфическом интервале нет ни одного перерыва, но радаевское поднятие хорошо прослеживается по изменению фаций. Кизеловские (раковские) известняки постепенно переходят в существенно терригенные отложения елховского горизонта, в нижней части которого встречается морская фауна, мало отличающаяся от раковской. Выше фауна последовательно беднеет и в радаевских слоях либо совсем исчезает, либо из всего комплекса остаются одни лингулы, способные существовать даже в обстановке периодического осушения. В то же время породы тут переполнены растительным детритом и форменными отпечатками флоры, широко распространены также стигмари, захоронившиеся на месте жизни растений. Всё вместе, особенно наличие стигмарий, показывает, что радаевские осадки накапливались в водоеме ничтожной глубины, близкой к нулю, и к этому крайнему обмелению бассейн медленно приближался в течение всего елховского времени.

В чисто карбонатных непрерывных разрезах радаевское обмеление не сразу бросается в глаза, но при детальном литологическом и палео-экологическом исследовании выступает отчетливо. Оно регистрируется исчезновением стенофациальных представителей макрофауны, резким обеднением фауны вообще, появлением микрозернистых известняков с остракодами и примитивными фораминиферами, массовым развитием корково-водорослевых образований. На р. Усуйли (рис. 26, V) например, в радаевском горизонте широкое развитие получают корково-водорослевые образования и микрозернистые известняки с однокамерными фораминиферами. В этом разрезе наиболее мелководная известняковая пачка имеет трехчленное строение с кратковременным опусканием посредине, в чем обнаруживает сходство с теми терригенными разрезами радаевского горизонта, в которых два размыва — ранне- и поздне радаевский разделены недолгим периодом осадконакопления [Теодорович, Розонова, 1960]. В целом же она ясно выделяется среди подстилающих и покрывающих, преимущественно полидетритовых известняков.

Таким образом, по присутствию перерывов и следов значительного обмеления воздымание радаевского времени прослеживается в любых фациях и структурных условиях и оказывается универсальным для восточной платформы в противоположность радаевско-бобриковскому перерыву, который приурочен к отдельным частям сводовых поднятий. Радаевский перерыв не ограничен Заволжьем. В центральной части Русской платформы предрадаевский (точнее, раннерадаевский) перерыв является самым крупным в нижнем карбоне [Яблоков, 1973], так что поднятие этого времени действительно было наиболее резко выраженным и наиболее широко распространенным в исследованном стратиграфическом интервале, и дает изохронный уровень практически для всей платформы.

Большое корреляционное значение региональных поднятий, сопровождающихся осушениями, признано уже давно, но такая их оценка с большой остротой ставит проблему достоверности, реальности установленных перерывов. Поэтому здесь надо сказать несколько слов о перерывах ложных. Наибольшее распространение в литературе получили "перерывы", обоснованные чисто биостратиграфическими данными, без учета экологических особенностей разных групп организмов и тектоно-седиментационной истории района (см. выше расчленение Бузулукской скважины). Источником ошибок являются также псевдообломочные известняки, когда их интерпретируют как следы размывов. Это могут быть вторично-микрокомковатые разности, которые часто принимают за кластогенные известняковые песчаники или брекчии растрескивания, возникновение которых связано не с размывами и переносом обломков, а с весьма крат-

современными осушениями крайне отмелых участков во время ветровых сгонов воды. Такая мелкообломочная брекчия встречена, например, в литвинском горизонте скважины Тузимская 2 (рис. 29). Макроскопически брекчия выглядит как сильно трещиноватый известняк, а под микроскопом видны неправильной формы обломки сферового известняка, разделенные то нитевидными, то более широкими трещинами, выполненными тонкозернистым кальцитом, окрашенным бурыми окислами железа. Контуры соседних обломков совмещаются, а брекчированный пропласток расположен среди однообразных, сферовых же известняков, откуда следует, что он не связан ни с какими заметными переменами в условиях осадкообразования.

Следы настоящего крупного раннерадаевского перерыва выражены в этой скважине тонким прослоем черной, несортированной, песчано-алевритово-глинистой породы, в которой рассеяны обломки известняка. А расположен этот слой на контакте нижнетурнейских (литвинских) известняков и терригенных визейских отложений. Даже небольшой предбобриковский перерыв фиксируется появлением разнозернистого песчаника среди алевролитов и мелкозернистых песчаников, а также изменением количественных соотношений глинистых минералов в их цементе и в аргиллитах. Словом, перерыв завершает местную или универсальную регрессивную фазу тектоно-седиментационного режима, которая прослеживается и по другим (петрографическим и палеонтологическим) показателям. И такое закономерное положение является обязательным и вполне надежным признаком, отличающим реальный перерыв от ложного.

Какие же стратиграфические выводы вытекают из корреляции разрезов, опирающейся на реперные изохронные уровни? Прежде всего очевидно, что отложения, заключенные между соседними реперными уровнями, в данном случае черепетским и радаевским, являются одновозрастными, какими бы фациями они не были представлены и какую бы фауну не содержали. В этом промежутке в карбонатно-терригенных разрезах выделяют кизеловский горизонт, сложенный известняками, и елховский горизонт, сложенный преимущественно терригенными породами. В чисто карбонатных разрезах Приуралья в том же интервале выделяют обычно один кизеловский горизонт, иногда — кизеловский и косьвинский горизонты, которые принадлежат к единой родовой фаунистической зоне [Щербаков и др., 1977], где косьвинский "горизонт" представляет особую фацию верхнекизеловских известняков. Следовательно, елховский горизонт, известный в терригенных фациях, соответствует известнякам верхней части кизеловского горизонта, а разница в фауне этих горизонтов обусловлена разницей фаций.

Еще один стратиграфический вывод из существования изохронных уровней напрашивается сам собой: поднятие радаевского времени представляет наиболее естественную границу между турнейским и визейским ярусами, не зависящую от вещественного состава подстилающих и покрывающих отложений. А турнейский ярус в целом охватывает интервал между общеплатформенным поднятием в конце фамена и общеплатформенным поднятием в начале радаевского времени, т.е. полный седиментационный цикл. Терригенные породы внутри этого цикла появляются на разных уровнях или не появляются совсем, в зависимости от тектонического режима отдельных положительных структур. На границе девона и карбона (при любом ее варианте) перерыв отсутствует и наблюдается только перемена знака колебательных движений. При этом первые фазы медленного погружения, т.е. начала большой турнейской трансгрессии,

устанавливаются внутри однообразных карбонатных и кремнисто-карбонатных толщ по изменению экологических особенностей фаунистических комплексов, даже в тех случаях, когда определимую стратиграфически значимую фауну найти не удастся [Максимова, 1977].

Так обстоят дела с несколькими стратиграфическими вопросами, связанными с ранним карбоном. Их детальный анализ позволяет сформулировать следующий общий вывод: на современном этапе развития стратиграфии при той детальности расчленения осадочных толщ, которую требует геолого-поисковая практика, уже нельзя ограничиваться стандартной биостратиграфической методикой. Даже изучение всех групп фауны, имеющих в разрезе, не решает проблемы. Сильное влияние фациальных обстановок на состав фаунистических комплексов, отсутствие фауны или ее отдельных групп в каких-то толщах, невозможность прямо и точно сопоставить отложения, охарактеризованные разными группами животных, остаются в силе и будут постоянно порождать стратиграфические разногласия и противоречивые корреляции. Чтобы этого избежать, необходимо включить в нормальную стратиграфическую процедуру палеоэкологические и литологические исследования и производить стратификацию осадочных образований только на основе всего комплекса данных.

ГИДРОДИНАМИКА И БИОС

Необходимой частью любого палеоэкологического исследования является тафономический анализ, имеющий целью выявление автохтонных элементов фаунистических комплексов и реконструкцию гидродинамических особенностей водоема. В таком анализе учитываются насыщенность породы окаменелостями, характер их залегания в слое, ориентировка, размерный состав, сохранность. Большое внимание уделяется степени истертости раковин, их цельности (соединены или разрознены створки у двустворчатых раковин, целыми или дезинтегрированными захоронились остатки иглокожих, членистоногих и т.д.) [Захаров, 1974; Собецкий, 1977]. Но в процессах захоронения, как и в других седиментологических процессах с участием живых организмов и их остатков, играют определенную роль, иногда весьма значительную, чисто биологические явления (см. очерк о генезисе детритусовых известняков). Их следы надо отличать от признаков гидродинамического воздействия на остатки фауны, и поэтому в настоящем очерке мы рассмотрим некоторые примеры взаимодействия гидродинамики и биоса.

ПРИЖИЗНЕННОЕ ОКАТЫВАНИЕ РАКОВИН МОЛЛЮСКОВ

Окатанность раковин издавна и привычно считается признаком посмертного переноса ракуши, в процессе которого происходит ее истирание. Однако, работая на Каспийском море [Максимова, 1949], автор обнаружил, что у многих живых двустворок раковины окатаны, причем весьма значительно. Сильно потертыми были, с одной стороны, монодакны и кардиумы, т.е. формы, свободно передвигающиеся, а с другой стороны, биссусно-прикрепленные дрейсены (табл. VIII). На таблице (фиг. 1 и 2) изображены створки двух экземпляров *Monodacna edentula* из Северного Каспия. Оба экземпляра были добыты живыми и потом еще некоторое время жили в аквариуме. На фиг. 1 раковина свежая, с хорошо выраженны-

ми выпуклыми ребрами, на фиг. 2 ребра стерты, поверхность створки совершенно ровная и гладкая, и только тонкие, как бы слабо процарапанные, радиальные штрихи на месте бороздок показывают, что раковина была ребристой. Такой же степени окатанность наблюдается и у других каспийских и аральских кардид. Поскольку вместе с поверхностным слоем раковины исчезают годовые кольца нарастания, по которым определяют индивидуальный возраст моллюска, явление это в качестве досадной помехи хорошо известно гидробиологам и отмечено не только у толстораковинных монодакт, кардиумов и дидакт, но даже у старых адакт, обладающих более тонкой раковиной [Карпевич, 1964]. Истирание раковины у представителей перечисленных родов происходит от трения о грунт во время движения животного. Моллюски при ползании прокапывают своей ногой нечто вроде траншеи, в которой и передвигаются, наполовину погруженные в осадок, все время соприкасаясь со стенками траншеи. Кардиумы, кроме того, опираясь ногой, делают при движении крутые повороты, так что их раковина совершает своеобразное вращательное движение [Карпевич, 1964]. Естественно, что твердые частицы средне- и крупнозернистых осадков (органогенный детрит, минеральный песок) обдирают и шлифуют раковину наподобие наждачного порошка, так что через некоторое время у живых взрослых моллюсков она становится сглаженной и отполированной. У форм, живущих на тонком илу, окатывания раковины не происходит.

В случае видов прикрепленных действует другой механизм окатывания, а его результат (табл. VIII, фиг. 3) легко может навести на мысль о транспортировке волочением по дну утратившей прикрепление раковины. Здесь не только на значительной площади уничтожен поверхностный конхиолиновый слой, но ближе к макушке, в более старой части створки, сильно стерт известковый остов и совершенно не видны годовые кольца. Однако изображенная дрейссена была добыта живой и сфотографирована, когда мягкое тело еще не успело полностью разложиться. Экземпляр, показанный на таблице, взят в р. Волге, и у него разрушение поверхности створки происходило при помощи взвешенных минеральных частиц, которые проносил над раковиной поток. Таким образом, очень сходные и даже одинаковые формы сохранности раковины являются следствием совершенно разных процессов. У кардид окатывание вызвано жизнедеятельностью животных (биологический фактор), а у дрейссен — воздействием сильно подвижной и мутной воды на твердые покровы живых неподвижных моллюсков (гидродинамика). Посмертный перенос ни в том, ни в другом случае не имел места.

Почти так же, как у каспийских дрейссен — действием движущегося осадка — происходит окатывание раковин, которое мы наблюдали у мидий на литорали Баренцева моря. В окрестностях ММБИ, в губах Дальне-Зеленецкой и Ярнышной, масса мидий населяет нижний отдел литорали, как в виде плотных массовых скоплений (банок), так и в виде одиночных экземпляров, рассеянных по пляжу. Каждая из одиночных мидий прикрепляется обычно к большому числу гравийных и песчаных частиц и занимает разное положение по отношению к поверхности пляжа. Осмотр живых экземпляров показал, что у них совсем стерт конхиолиновый слой и частично — известковый, иногда только в примакушечной части, иногда — по всей поверхности створки, в зависимости от позиции раковины. Если она лежит плашмя на грунте, то верхняя, открытая створка бывает окатана вся целиком и значительно сильнее, чем нижняя, а если раковина располагается под углом к грунту, как бы втыкаясь в него, то одинаково истираются обе створки, примерно до половины своей высоты. Наконец, не-

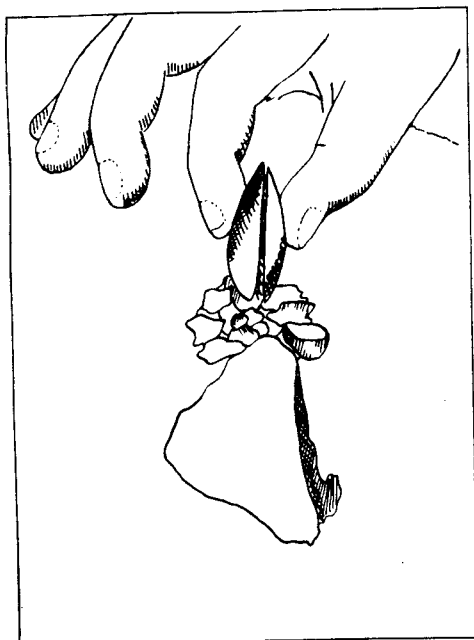


Рис. 31. Гравий и галька, висящие на биссусах *Mitilus edulis* [Королюк, 1958]. Рисунок по фотографии

которые живые мидии почти совершенно погружены в песок, из которого немного выступает только задний край, и это особенно наглядно показывает, что их заносит и абрадирует осадок, регулярно перемещаемый по литорали приливно-отливными течениями.

В свою очередь и моллюски оказывают влияние на осадок. Биссусные нити каждой мидии настолько прочно связывают песчинки, гравий и мелкие гальки, к которым они прикреплены, что, поднимая раковину, вместе с ней мы вытаскиваем целую гроздь обломочных частиц, не рассыпающихся в подвешенном положении (рис. 31). Как выяснила И.К. Королюк [1958], одна мидия размером от 13 до

48 мм скрепляет таким образом от 17 до 87 г песка и гравия. А мидии, живущие на песчаных пляжах, местами прикрепляются биссусом друг к другу и образуют подобие сетки, которая свободно лежит на грунте, защищая его от взмучивания [Матвеева, 1948; Иванова, 1973]. Таким образом, основательно окатанные раковины не только сами могут быть автохтонными, но обеспечивают еще и стабильность какого-то участка осадка.

Разъединение створок происходит у моллюсков посмертно, но о нем надо упомянуть, так как цельность двустворчатых раковин учитывается при оценке сохранности. На литорали в губе Ярнышной, в верхних пяти сантиметрах грунта в изобилии встречались вместе живые *Masoma baltica*, их пустые раковины с двумя створками, сохранившими связь, и разрозненные створки, которых обычно было меньше, чем целых раковин. Створки держались вместе до тех пор, пока полностью не разрушалась связка-размыкатель. Даже на поверхности грунта нередко попадались вымытые из осадка раковины маком, со створками, развернутыми в одной плоскости, наподобие раскрытой книги, но все еще скрепленными лигаментом. Другими словами, пока существует связка, перемещения осадка приливотливыми течениями не приводят (по крайней мере в большинстве случаев) к распадению створок. Это распадение определяется прежде всего разложением лигамента, а не движением воды, и неизбежно происходит и в крайне динамичной обстановке литорали, и в спокойных условиях более глубоких горизонтов шельфа, т.е. здесь мы видим другой вариант того же процесса автофрагментирования, который был рассмотрен выше на примере криноидей (см. очерк Генезис детритусовых известняков).

Автохтонными, захоронившимися на месте обитания животных, могут быть разрозненные створки, сильно истертые раковины (см. выше) и даже не раковины, а ядра [Бетехтина, 1966; Иванова, 1973]. И наоборот,

целые и свежие скелетные остатки могут быть переотложенными, например, в том случае, когда плавающие водоросли переносили во взвешенном состоянии прикрепившихся к ним животных. Простых признаков сохранности, позволяющих безошибочно выявлять посмертную транспортировку скелетных частей морского бентоса, практически не существует. При детальной изученности биофацциальной зональности древнего бассейна наиболее надежным показателем посмертных перемещений является смешение в одном слое форм, свойственных разным зонам. А вообще, поскольку транспортировка и окончательное захоронение остатков фауны являются частью общего седиментационного процесса, для правильной оценки этой части ее надо рассматривать в совокупности с текстурными, структурными и прочими особенностями породы.

РАКУШЕЧНАЯ МОСТОВАЯ – СПЕЦИФИЧЕСКОЕ ОБРАЗОВАНИЕ МЕЛКОВОДНЫХ ВНУТРЕННИХ ВОДОЕМОВ

В свое время автором был описан интересный случай одинаковой ориентировки раковин двустворок на дне мелководных прибрежных участков Каспийского моря и в сарматских известняках, обнажающихся на его берегу [Максимова, 1949]. Такой непосредственный параллелизм между современным осадком и литифицированной породой наблюдается не часто, и потому стоит к нему вернуться, тем более что новые данные [Бетехтина, 1966; Иванова, 1973] позволяют более полно оценить фацциально-палеогеографическое значение наблюдавшейся текстуры. Начинать описание лучше с третичных ракушечников, так как в геологическом разрезе выходит довольно мощная пачка известняка, в которой прослой ориентированной ракушки повторяются несколько раз, и хорошо видны их взаимоотношения с подстилающими и покрывающими отложениями.

Большое обнажение, расположенное примерно в 3 км к северу от северной стены Дербента, сложено горизонтально залегающим сарматским ракушечным известняком трех разновидностей: 1) собственно ракушечник, состоящий преимущественно из целых створок, с преобладанием среди них крупных раковин; 2) крупнодетритовый известняк, состоящий из смеси обломков раковин и целых створок, с преобладанием обломков и 3) мелкодетритовый известняк, в котором нет ни целых створок, ни крупных обломков. Эта разность встречается редко и, по-видимому, пятнами. Местами намечается слоистость с чередованием более крупного и более мелкого материала, но по горизонтальным слоям не выделяются. Некоторые плоскости напластования сплошь покрыты крупными створками *Mastra* sp., которые лежат выпуклой стороной вверх и образуют плотную ракушечную мостовую, часть которой изображена на табл. VIII. Раковины здесь растворены, но ядра отчетливо показывают ориентировку створок – все они лежат в горизонтальной плоскости и почти все обращены выпуклой стороной вверх. Ориентировка макушек различная. По размеру раковины, слагающие мостовую, хорошо отсортированы – длина их колеблется от 28 до 35 мм. Мостовая повторяется в толще известняка много раз с неодинаковыми интервалами.

На разрезе, перпендикулярном наслению, видно (рис. 32), что ориентированные створки образуют слой мощностью в несколько сантиметров – на некоторых уровнях 2–3 см, на других 5, а изредка даже 8 см. Ниже идет обычно крупнодетритовый известняк, т.е. смесь обломков раковин с целыми створками. Последние при этом лежат в самых разнообразных положениях – макушкой книзу, макушкой кверху, на боку, на выпуклой стороне и под самыми разнообразными углами к плоскостям

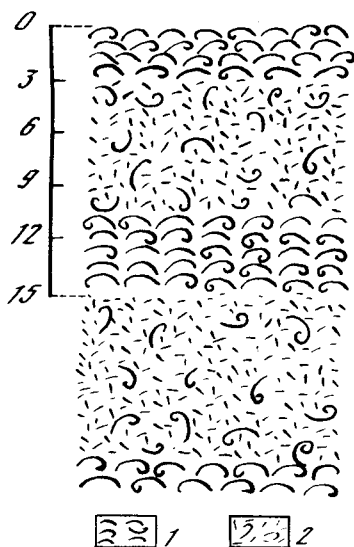


Рис. 32. Ископаемая ракушечная мостовая. Сарматские известняки окрестностей Дербента

1 — ракушечная мостовая; 2 — крупнодетритовый известняк. Цифры слева — мощность в сантиметрах

напластования. Еще ниже снова идет ракушечная мостовая, которую опять подстилает крупнодетритовый известняк. Иногда ракушечная мостовая ложится на ракушечник (первая разновидность). В нем, так же как в крупнодетритовом известняке, никакой ориентировки створок не наблюдается. Они лежат в различных положениях и под различными углами к плоскостям напластования. Кроме того, в ракушечнике есть некоторое количество детрита и мелких раковин, отсутствующих в мостовой.

Таким образом, ракушечная мостовая характеризуется следующими чертами:

- 1) створки раковин располагаются в наиболее устойчивом положении;
- 2) от подстилающих и покрывающих отложений она отличается наибольшей крупностью и наибольшей ориентированностью материала — это как бы ракушечник и крупнодетритовый известняк, лишенные всех компонентов относительно мелкого размера;
- 3) она образуется через неодинаковые промежутки времени, т.е. возникает от явления, повторяющегося в жизни водоема нерегулярно.

Такая же мостовая наблюдалась в Северном Каспии на глубине 0,5—1 м и на участках пляжа, вышедших из-под воды в связи с понижением уровня моря. И в том, и в другом случае почти горизонтальную поверхность дна покрывал правильный слой крупных, толстостворчатых раковин дидакн, расположенных в одной плоскости, выпуклой стороной створки кверху. Раковины в этом слое лежат очень плотно, так что под ногами ощущается сплошной твердый покров. Сортировка по размеру слабее, чем в ископаемой мостовой, но все же отчетливо преобладают крупные раковины примерно одинаковой величины. Правильно ориентированные створки лежат в один ряд. Под ними битая ракуша с примесью целой, причем целые створки расположены беспорядочно. Многие стоят макушкой или краем (передним или задним) вниз. Есть лежащие горизонтально, выпуклой стороной вниз и иногда параллельно мостовой. Ракушечная мостовая тянется по мелководью на десятки и сотни метров подряд. У острова Тюленьего был отмечен участок мостовой 60 × 300 м. Такое площадное распространение, выдержанная ориентировка створок и положение на мелководье ниже нуля глубин отличают мостовую от штормовых выбросов, представляющих узкие линейные скопления неориентированной ракуши на супралиторали (в зоне заплеска).

В настоящее время процессы осадкообразования на шельфе и во внутренних водоемах изучены со значительной степенью детальности. Установлено, в частности, что на мелководье волнения различной силы все время перерабатывают и перераспределяют донный осадок, но в определенных условиях на его поверхности образуется неподвижный защитный покров [Зенкевич, 1962]. Это значит, что в осадке содержатся обломки такой

крупности, что они не перемещаются при волнении наибольшей для данного района силы (т.е. при самых сильных штормах). Частицы всех остальных размеров во время шторма будут вынесены из верхнего слоя осадка, частью вниз по подводному склону (мористее), частью вверх (к берегу), а крупные неподвижные обломки останутся на месте и сформируют стабильный покров, который уже не может быть разрушен более слабыми штормами. Он сохраняется в виде бронирующей волноустойчивой поверхности, которая защищает нижележащий осадок от воздействия волн и сама не подвергается переработке, а только погребается под новым, более мелким материалом, который набрасывают слабые волны. Створки раковин отличаются от обломков минералов и пород тем, что они оказывают существенно различное сопротивление движению воды в зависимости от того, в каком положении они лежат. Перекатывающаяся по дну створка, приняв устойчивое положение выпуклой стороной вверх, может перейти в категорию неподвижных обломков. Створки, лежащие в несортированном осадке выпуклой стороной вниз или стоящие торчком, крайне неустойчивы. Поэтому при движении осадка они вначале будут передвигаться и перевертываться и станут действительно неподвижными только тогда, когда займут положение устойчивого равновесия. В этом отличие раковинного материала от обломков пород, не меняющее, впрочем, сущности процесса, в котором геологически наибольшее значение имеет образование мостовой, отражающей шторма максимальной силы.

Реальность захоронения такой текстуры и ее перехода в ископаемое состояние наглядно демонстрируют описанные выше сарматские известняки, в которых ракушечная мостовая, запечатывающая подстилающий несортированный осадок, сохранилась на нескольких уровнях. Однако максимальная сила шторма, при котором покров из раковин длиной 3—3,5 см, даже лежащих в устойчивой позиции, действительно оказывается стабильным и волноупорным, в абсолютном значении должна быть небольшой. Настоящие океанские волны двигают и окатывают обломки до 25 см по длинной оси. На атлантическом берегу юго-западной Англии (п-ов Корнуолл) автор наблюдал именно таких размеров идеально окатанные, эллипсоидальные гальки из крепких песчаников. Ясно, что при энергии волновых токов воды, достаточной для перемещения огромных галек и кусков породы, из которых они образовались, никакие волноустойчивые покровы из раковин не могли бы существовать. Лишь в очень специфических бассейнах ракушечная мостовая могла действительно быть бронирующей поверхностью и в ненарушенном виде превратиться в литифицированную породу.

В чем же состоит специфика таких бассейнов? Н.В. Иванова и О.А. Бетехтина встречали ракушечную мостовую в отложениях замкнутых и полужамкнутых остаточных водоемов, образовавшихся в пермское время в областях бывшего морского осадконакопления: в промежуточной свите балахонской серии на юге Кузнецкой котловины, на том же стратиграфическом уровне в Горловском бассейне [Иванова, 1973], в кендерлыкской свите Зайсанской впадины [Бетехтина, 1966]. Все водоемы, в которых накапливались перечисленные свиты, были весьма мелководными и плоскими, а их величина, хотя и различная, незначительной по сравнению с обширными открытыми морями. И именно эти их особенности обуславливали стабильность и спокойное захоронение ракушечных мостовых — как известно, в небольших мелководных бассейнах размеры волн значительно уменьшаются, энергия их падает, и наносодвижущая способность становится существенно слабее, чем в океанах и свободно сообщающихся с ними морях. Не случайно поэтому, что мостовая, как особая текстура,

и в современных осадках встречена во внутренних морях — Азовском [Иванова, 1973] и Каспийском, причем в последнем в чрезвычайно мелководной, выровненной северной его части, с глубинами, практически не превышающими 10 м.

Корреляция силы волнений с типом водоема вполне закономерна, так что ракушечная мостовая может служить надежным индикатором палеогеографической обстановки. По-видимому, она чаще встречается в терригенных отложениях угленосных серий, для которых характерно накопление в крайне отмелых континентальных бассейнах. Внутренние водоемы с карбонатной седиментацией представляют явление более необычное, но тем более интересна ракушечная мостовая в известняках, как показатель условий осадконакопления.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ФОТОТАБЛИЦАМ*

Т а б л и ц а I

Сферово-узорчатый известняк. Вся площадь шлифа, ув. 15. Без анализатора. Скваж. Тунеговская 73, фамен. Крапчатая перекристаллизация — тесное переплетение темных остаточных комочков микрозернистого кальцита, нередко включающего сферы, с разной величины пятнами прозрачного, яснокристаллического CaCO_3 (белое). В середине снимка узор, т.е. крупная белая (наиболее сильно перекристаллизованная) полоса. Хорошо видно, что внутри узора рассеяны разнообразные реликтовые вкрапления исходной породы и что переход от узора к вмещающему известняку совершается постепенно, через участки, в которых прозрачный кальцит еще преобладает, но усеян многочисленными темными комочками

Т а б л и ц а II

Фиг. 1. Сохранившаяся в середине узора мелкая раковинка остракоды, обросшая гирванеллами, показывает, что узор не мог быть первичной полостью, но представляет постседиментационную структуру. Шлиф, ув. 50. Без анализатора. Скваж. Березни-ковская I, фамен.

Фиг. 2. Обычная расплывчатая граница узора и вмещающей породы. Яснокристаллический кальцит краевой части узора (белое в нижней части снимка) как бы проникает в породу и сливается с наиболее перекристаллизованными (белыми) участками в основной массе известняка. Внизу слева внутри узора видны сферки и размытые серые пятнышки тонкозернистого кальцита — реликты более ранней фазы перекристаллизации. Шлиф, ув. 50. Без анализатора. Скваж. Тузиз 2, фамен

Т а б л и ц а III

Фиг. 1. Умеренно перекристаллизованный сферовый известняк. Шлиф, ув. 40. Без анализатора. Кузбасс, р. Иня между дд. Абышево и Васьково, нижняя часть тайдонского горизонта турне.

Фиг. 2. Умеренно перекристаллизованный сферово-узорчатый известняк. Шлиф, ув. 25. Без анализатора. Скваж. Тузиз 2, литвинский горизонт турне.

Обращает внимание сходство как седиментационных признаков породы, так и характера перекристаллизации в обоих образцах

Т а б л и ц а IV

Фиг. 1. Рентгеновский снимок иссверленной клиной раковины современного *Plascoresten magellanicus*, ув. 0,5. Губковые ходы (белые) делят раковину на пластинки разного размера [Evans, 1969].

Фиг. 2. Рентгеновский снимок сильно увеличенного хода клины. Хорошо видно, что ход состоит из цепочек соединяющихся между собой более или менее округленных камер [Evans, 1969].

Фиг. 3. Створка современной модиолы, перфорированная сверлящими водорослями. Пунктирные линии, образованные отверстиями канальцев, как и ходы клины, делят раковину на пластинки различной величины. В средней части створки, ближе к правому краю, видна широкая темная "промоина" — результат растворения по водорослевому пунктиру. Баренцево море, ув. 1.

* См. фототаблицы между 48—49 стр.

Фиг. 4. Известняковая галька, источенная сверлящими губками. В верхней половине снимка, посредине и слева, на уцелевших участках гладкой поверхности видны мелкие дырочки — входные отверстия ходов и поры. Глубже вскрыты относительно крупные камеры, образованные разрастающимися губками. ув. 2. Черное море.

Фиг. 5. Толстостворчатая раковина устрицы с поверхностным слоем, превращенным сверлящими водорослями в подобие сот благодаря выпадению подточенных пластинок скелетного кальцита. ув. 1; современная; Черное море.

Фиг. 6. Раковина макомы, просверленная хищной гастроподой натика. ув. 1. Баренцево море

Таблица V

Фиг. 1. Органогенный детрит из кишечника современной рыбы-попугая. ув. 18. Атолл Онотоа, о-ва Гилберт [Cloud, 1959].

Фиг. 2. Органогенный детрит из фекалий современной воблы, в основном состоящий из раздробленных раковин двустворок. ув. 3. Обломки раковин резко несортированные и угловатые. Северный Каспий

Таблица VI

Фиг. 1. Остатки морской лилии, захоронившиеся на месте в шламово-микрозернистом осадке, но рассыпавшиеся на отдельные элементы (автофрагментирование). В правой стороне снимка мелкие членики пиннулы, почти не сдвинутые относительно друг друга, но разобщенные. Шлиф, ув. 20. Кузбасс, р. Нижняя Терсь, тайдонский горизонт турне.

Фиг. 2. Детритусовый известняк, образовавшийся биологическим путем без участия гидродинамики. Обращает внимание крайняя несортированность детрита, его остроугольность и нередко сложная форма (дугообразная, серповидная, петлевидная). Шлиф, ув. 10. Казахстан, турне

Таблица VII

Фиг. 1. Шламово-микрозернистый известняк, местами обогащенный детритом (мозаичный). Вверху направо видны сечения целых мелких раковин брахиопод, в левой половине снимка — крупные, сложной формы обломки других брахиопод (тонкий волнистый и более толстый с перегибом и длинным острием). Свежие членики криноидей с мелкими зубчиками отражающими радиальные ребрышки на поверхности сочленения. Сортировка органогенных фрагментов по размерам отсутствует. Шлиф, ув. 10. Кузбасс, р. Нижняя Терсь, тайдонский горизонт турне.

Фиг. 2. Известняк шламово-детритусовый с обильным глинисто-карбонатным цементом. В детрите преобладают обломки двустворок, встречающихся в этой породе и в виде целых створок и раковин. Детрит, несортированный и резко угловатый не несет никаких следов гидродинамического воздействия. Шлиф, ув. 10. Туркмения, верхний мел

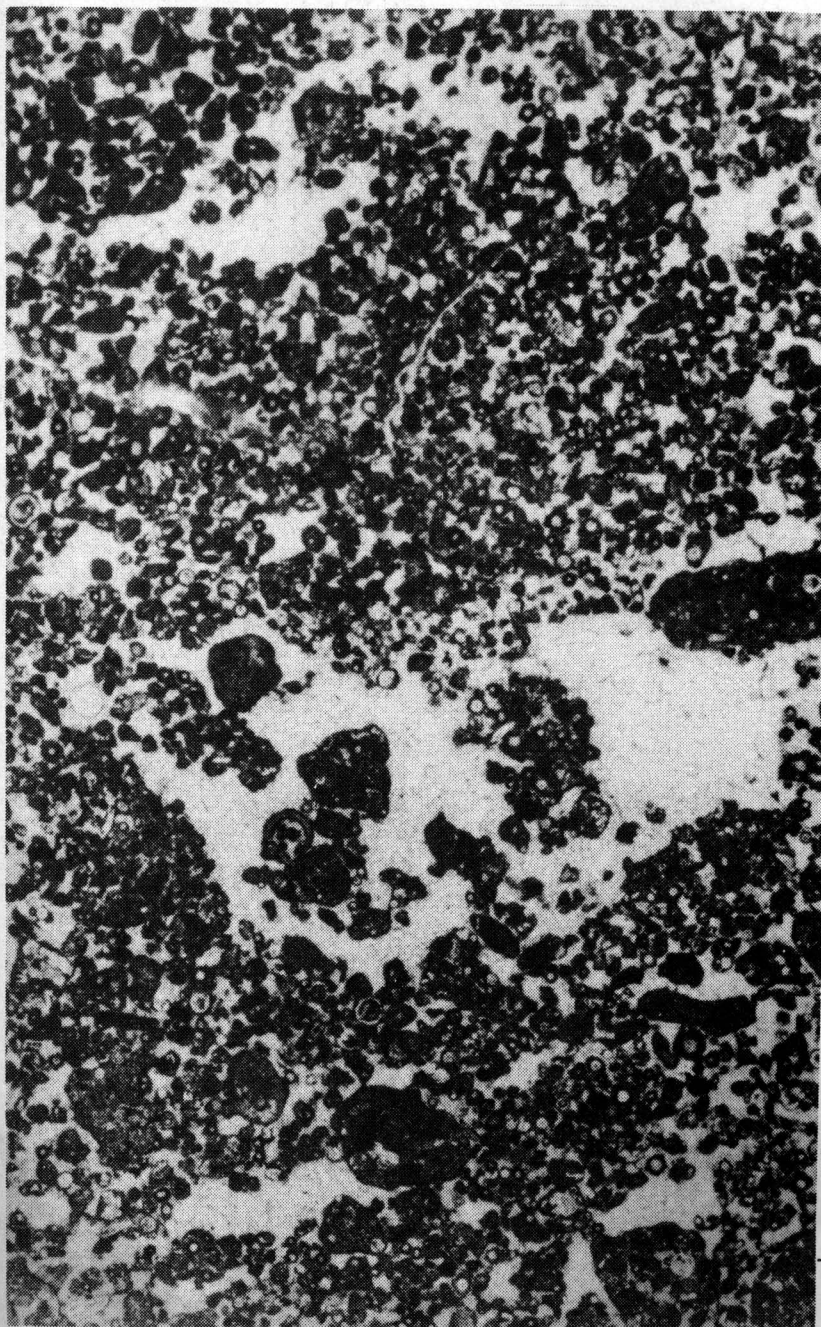
Таблица VIII

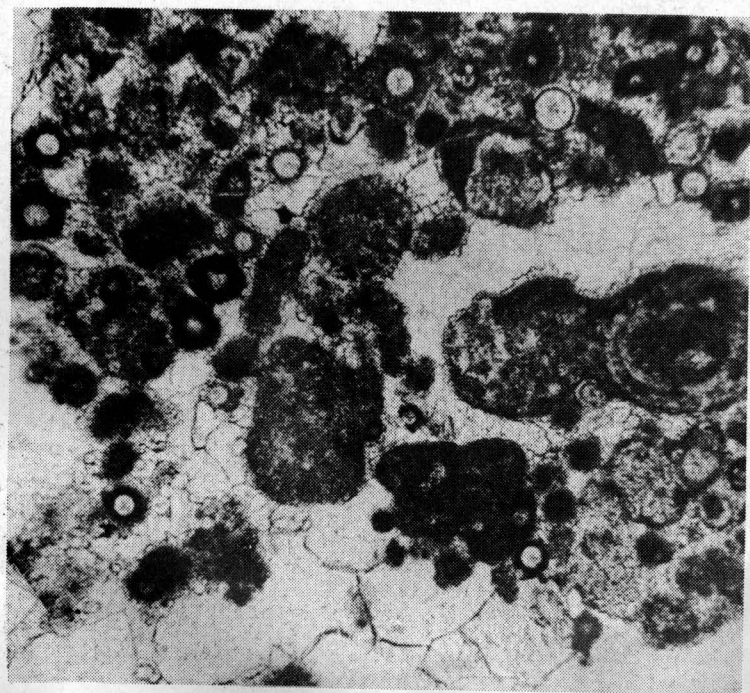
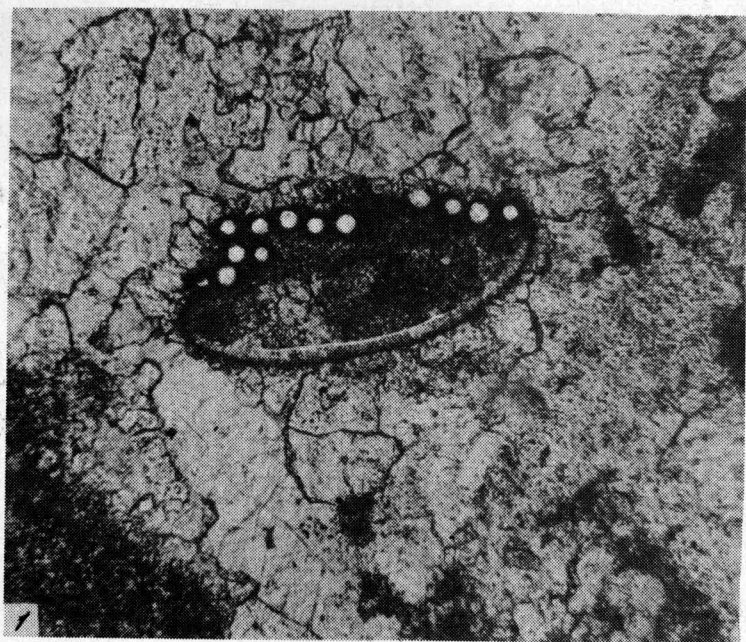
Фиг. 1. Раковина молодой *Monodacna edentula* с хорошо сохранившимися радиальными ребрышками. Северный Каспий, ув. 4.

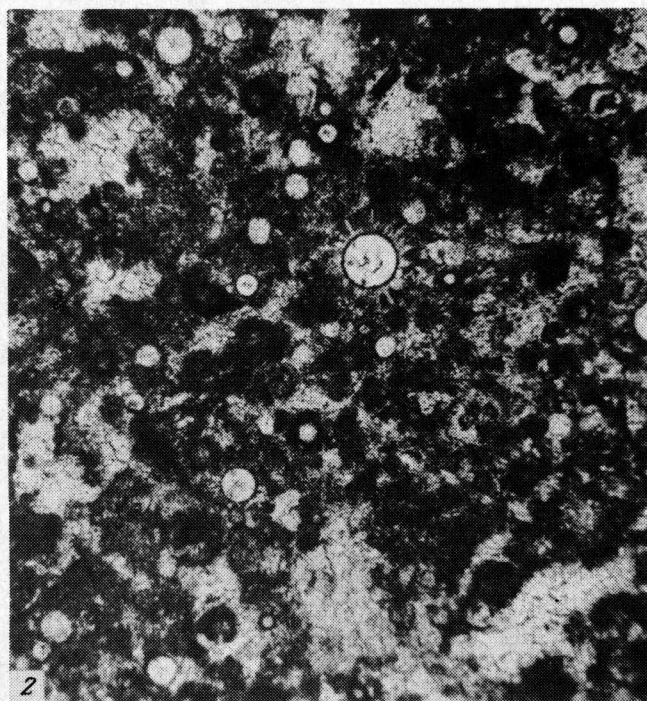
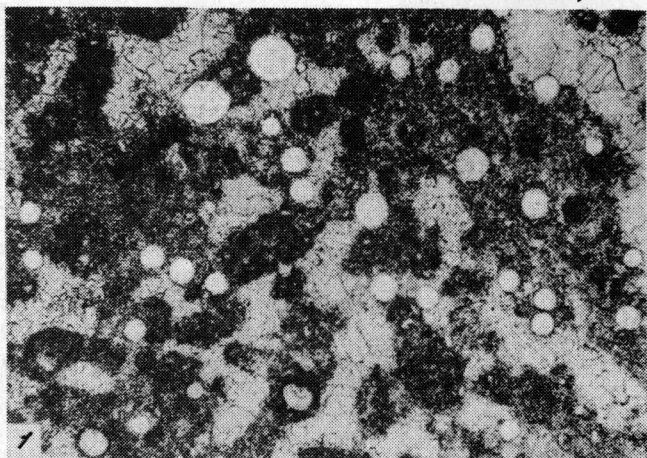
Фиг. 2. Прижизненно окатанная, сглаженная раковина старой *M. edentula*, на которой былую ребристость отражают лишь слабые бороздчатые штрихи. Северный Каспий, ув. 3.

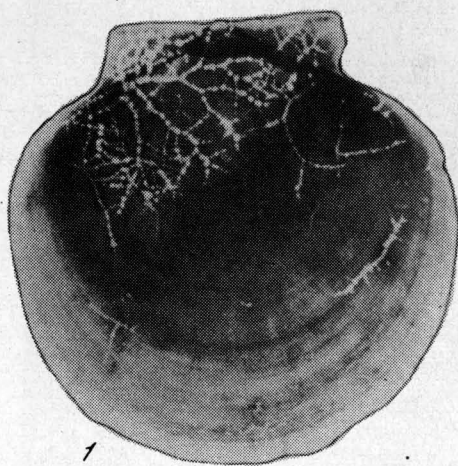
Фиг. 3. Прижизненно окатанная раковина *Dreissena polymorpha*. Ближе к макушке уничтожен не только темный конхиолиновый периостракум, но сильно стерт и основной известковый слой. Дельта р. Волги, ув. 2,3.

Фиг. 4. Ракушечная мостовая из сарматских известняков окрестностей г. Дербента. Нат. вел.

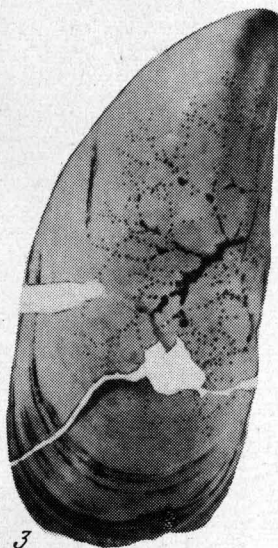




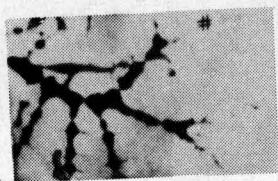




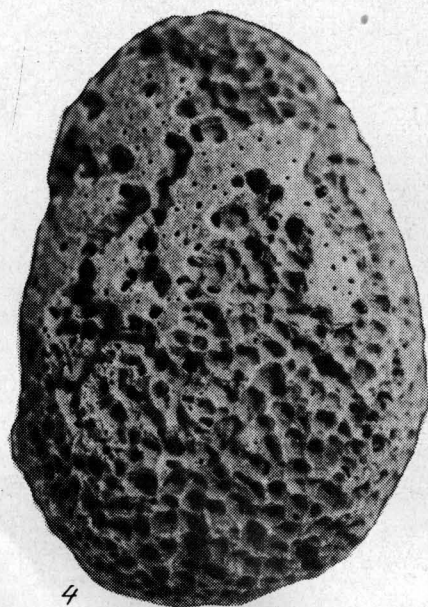
1



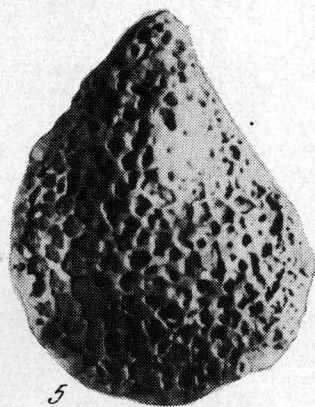
3



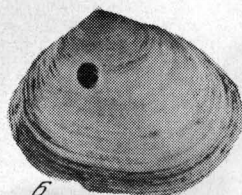
2



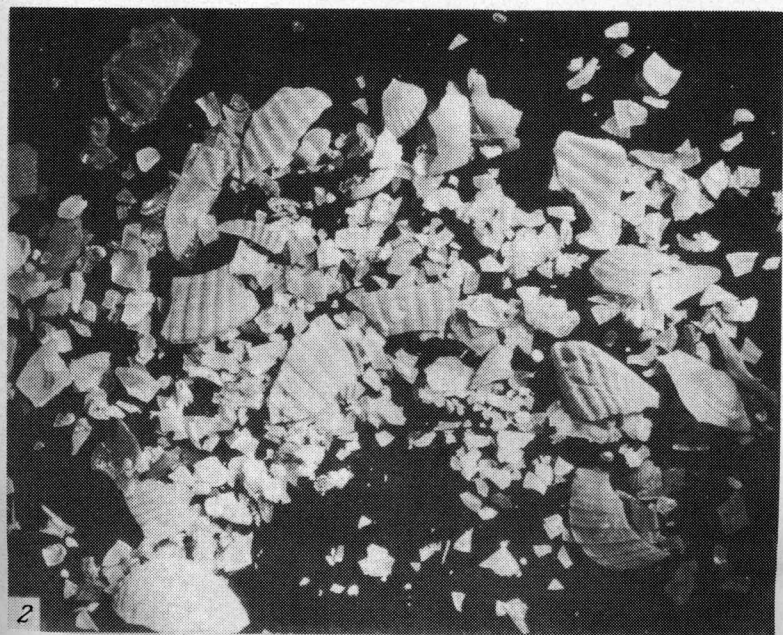
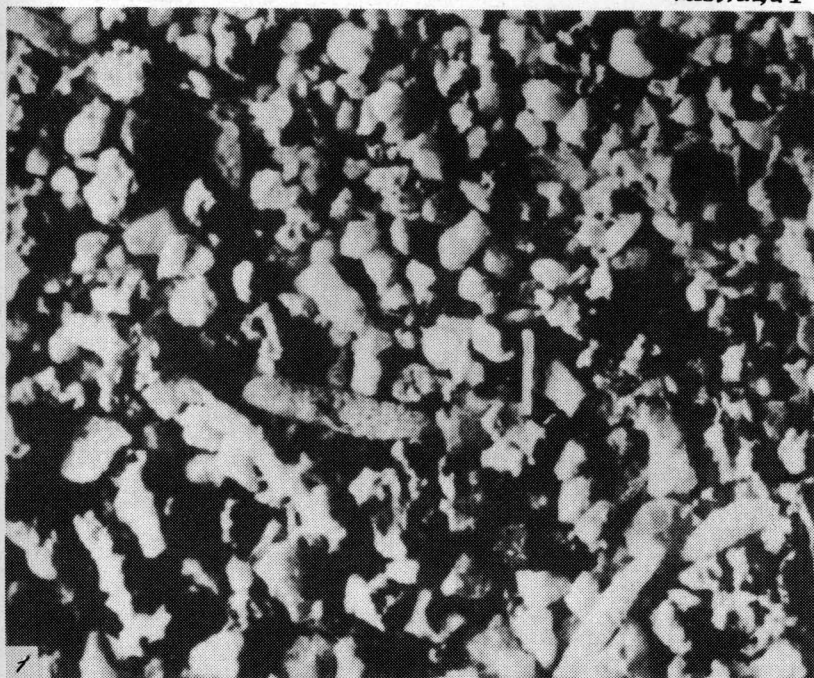
4

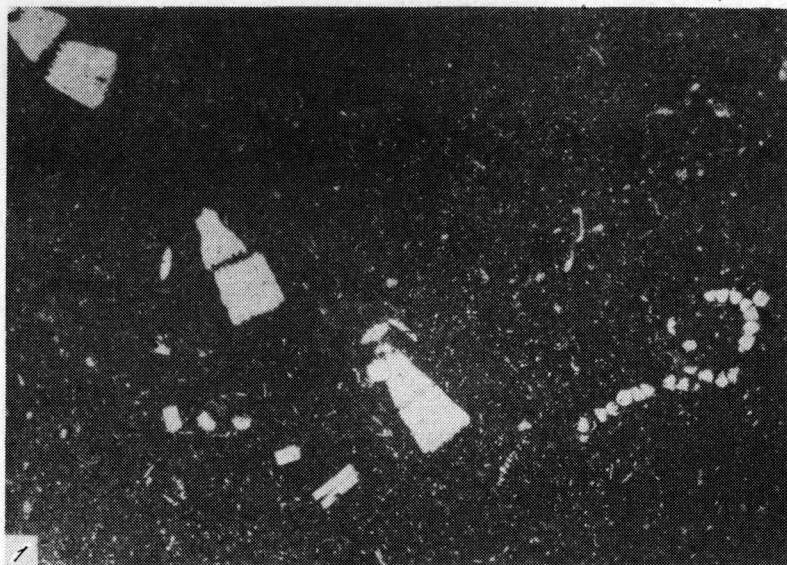


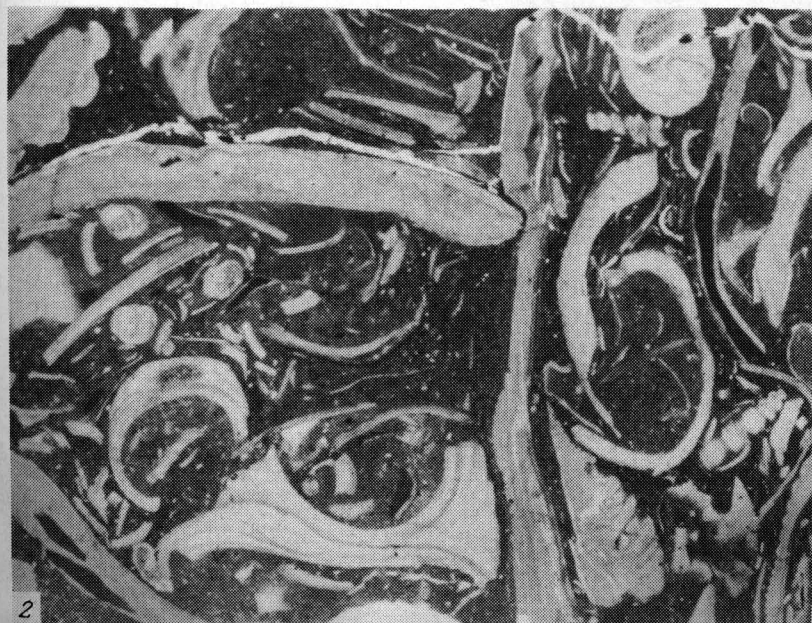
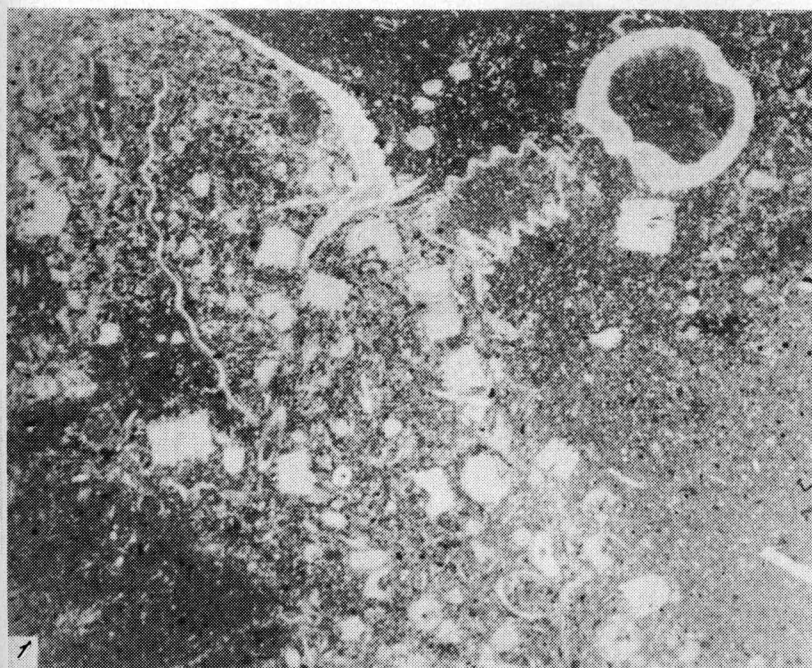
5

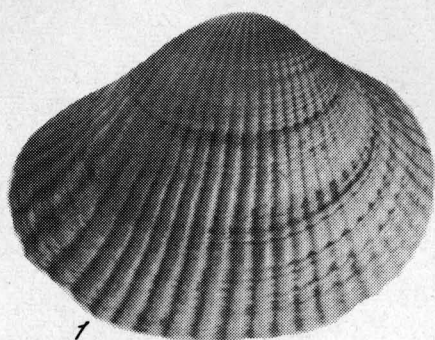


6

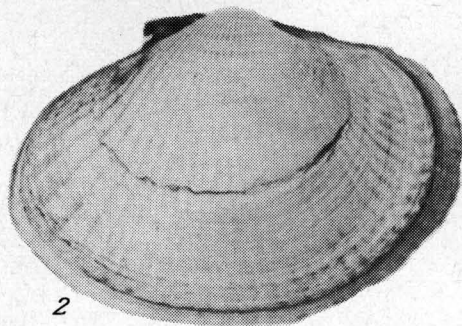








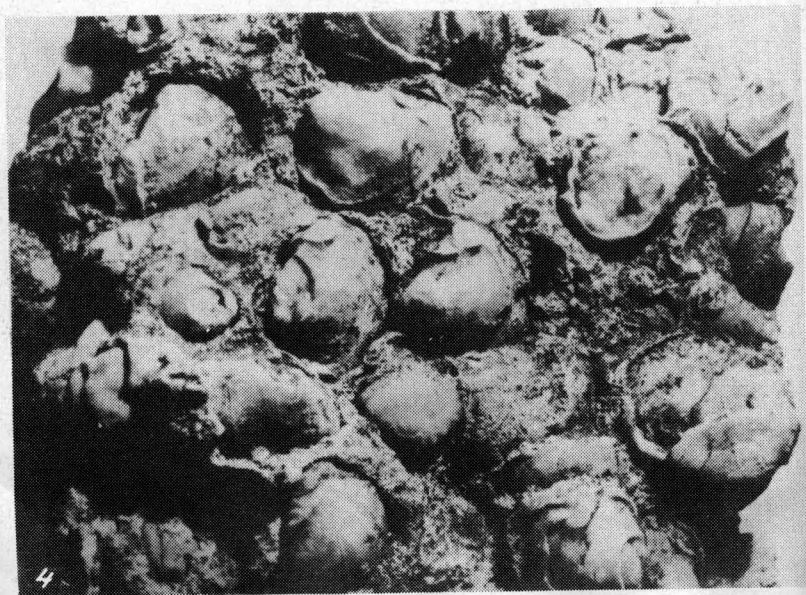
1



2



3



4

ЛИТЕРАТУРА

- Айзенберг Д.Е., Бражникова Н.Е.* Аналогии зоны этрен в карбоне Донецкого бассейна. — В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М.: Наука, 1965, с. 172–176.
- Антропов И.А.* О рифовых образованиях девона и нижнего карбона центральной части востока Русской платформы. — В кн.: Ископаемые рифы и методика их изучения. Свердловск, 1968, с. 123–133.
- Атлас текстур и структур осадочных горных пород. Карбонатные породы. М.: Недра, 1969. Ч. 2. 706 с.
- Атлас океанов: Тихий океан. М.: ГУГК, 1974. 322 с.
- Башилов В.И., Баженова С.Н., Розанов В.И.* Разломы фундамента севера Русской плиты и Тимана и их отражение в структуре осадочного чехла. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 1, с. 22–28.
- Безруков П.П.* Донные отложения Охотского моря. — Труды ИОАН СССР, 1960, т. 32.
- Бельская Т.Н.* Позднедевонское море Кузнецкой котловины, история его развития, население и осадки. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 184 с. (Труды/Палеонтол. ин-т; Т. 82).
- Беллев Г.М.* Донная фауна наибольших глубин (ультраабиссали) Мирового океана. М.: Наука, 1966. 247 с.
- Беллев Г.М.* Ультраабиссальная (хадальная) фауна. — В кн.: Биология океана. М.: Наука, 1977, т. 1, с. 198–205.
- Беллев Г.М., Миронов А.Н.* Донная фауна глубоководных желобов западной части Тихого океана. — Труды / ИОАН СССР, 1977, т. 108, с. 7–25.
- Бетехтина О.А.* Верхнепалеозойские неморские пеллециподы Сибири и Восточного Казахстана. М.: Наука, 1966. 220 с.
- Бетехтина О.А.* Биостратиграфия и корреляция угленосных отложений позднего палеозоя по неморским двустворкам. Новосибирск: Наука, 1974. 177 с.
- Бетехтина О.А., Шугуров В.Ф.* Опыт комплексного палеозоолого-геохимического анализа разреза угленосных отложений Кузбасса. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом: Поздний докембрий и палеозой Сибири. Новосибирск: Наука, 1973, с. 130–139.
- Биология океана: Биологическая структура океана. М.: Наука, 1977. Т. 1. 398 с.
- Биссел Г.Д., Чилингар Д.В.* Классификация осадочных карбонатных пород. — В кн.: Карбонатные породы. М.: Мир, 1970, т. 1, с. 87–164.
- Ван А.В.* Верхнедевонские вулканокластические породы Кузнецкого прогиба. — Труды СНИИГГИМС, 1969, вып. 91, с. 24–49.
- Виноградова Н.Г.* Вертикальсе распределение глубоководной донной фауны океана. — Труды ИОАН СССР, 1958, т. 27, с. 87–122.
- Волков К.Ю., Виноградов Б.Г., Михайлова Е.В.* Тектоника. — В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Подмосковский бассейн, т. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 119–140.
- Геология океана: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979. 413 с.
- Гершанович Д.Е.* Современные шельфовые отложения краевых морей Северо-Восточной Азии. — В кн.: Международный геологический конгресс XXI сесс. Докл. сов. геологов. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 116–122.
- Державин А.Н.* Питание воблы. — Тр. Астрах. ихтиол. лаб., 1915, т. 3, вып. 4. 82 с.
- Дуркина А.В., Кушнарёва Т.И., Халымбаджа В.Г.* Зональное расчленение верхнего девона и пограничных с карбонном слоев Печорской синеклизы. — Сов. геология, 1980, № 8, с. 56–68.
- Жизнь животных: Беспозвоночные. М.: Просвещение, 1968, Т. 1. 577 с.
- Захаров В.А.* Значение полевых литолого-палеозоологических наблюдений для исследований по систематике. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом: (Палеозол. пробл.). Новосибирск: Наука, 1974, с. 8–15.
- Зенкевич Л.А.* Количественный учет донной фауны Печорского района Баренцева моря и Белого моря. М.: Наука

и просвещение, 1927, с. 3—64. (Тр. Плав. морского науч. ин-та; Т. 2. Вып. 4).

Зенкович Л.А. Биология морей СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 739 с.

Зенкович Л.А. Избранные труды. Биология океана. М.: Наука, 1977, т. 2, 241 с.

Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 700 с.

Иванова Е.А. Условия существования, образ жизни и история развития некоторых брахиопод среднего и верхнего карбона Подмосковной котловины. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1949. 151 с. (Труды ПИН АН СССР; Т. 21).

Иванова Е.А. Развитие фауны в связи с условиями существования. М.: Наука, 1958. 302 с. (Труды ПИН АН СССР; Т. 69).

Иванова И. — Н.В. Двустворчатые моллюски и условия осадконакопления. М.: Наука, 1973. 163 с.

Казеннов А.И. Нижний карбон северо-восточной части Горловского каменноугольного бассейна: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск: Том. ун-т, 1973. 26 с.

Капашников Н.В. Экология фауны и биоминеральное районирование каменноугольного моря Северного Урала. Л.: Наука, 1967. 56 с.

Карпевич А.Ф. Особенности размножения и роста двустворчатых моллюсков солоноватоводных морей СССР. — В кн.: Экология беспозвоночных южных морей СССР. М.: Наука, 1964, с. 3—60.

Киреева Г.Д., Максимова С.В. Фациальные изменения известняков Донецкого бассейна. Л.: Гостоптехиздат: 1959. 129 с.

Кононова Л.И. Конодонты фаменских и нижней части турнейских отложений западного склона Урала и сопредельных областей: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1975. 30 с.

Королюк И.К. Влияние некоторых беспозвоночных на слоистость илов. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 172—183. (Труды Мурман. биол. станции; Т. 4).

Королюк И.К. Общая характеристика ископаемых органогенных построек. — В кн.: Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975а, с. 12—30.

Королюк И.К. Органогенные постройки и рифовые формации западного склона Южного Урала и Приуралья. — В кн.: Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975б, с. 108—124.

Королюк И.К. Схема классификации карбонатных формаций. — В кн.: Постседиментационные изменения карбонат-

ных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980, с. 84—89.

Королюк И.К., Кириллова И.А. Литология биогермных известняков нижнепермского массива Шахтау (Приуралье). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 23, № 4, с. 73—86.

Королюк И.К., Михайлова М.В. Органогенные массивы особого типа. — В кн.: Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975, с. 47—48.

Королюк И.К., Михайлова М.В. Характеристика основных типов органогенных построек. — В кн.: Ископаемые органогенные постройки, рифы, методы их изучения и нефтегазоносность. М.: Наука, 1975, с. 33—47.

Крашенинников Г.Ф. Карбонатная рифовая формация. — В кн.: Литология и палеогеография биогермных массивов. М.: Наука, 1975, с. 5—21.

Кузнецов Ю.И., Мошкова В.Е., Зверева К.А. Стратиграфические типовые разрезы девонских и каменноугольных отложений Пермского Прикамья. Пермь: Кн. изд-во, 1969. 61 с.

Кутуков А.В., Кузнецов Ю.И. и др. Стратиграфия, литология, нефтеносность каменноугольных отложений в разрезе Березниковской опорной скважины. — Тр./Кф ВНИГНИ, 1973, вып. 123, с. 207—239.

Кушнарцева Т.И. Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. М.: Недра, 1977. 134 с.

Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ, 1974. Т. 2. 485 с.

Липина О.А. Стратиграфия турнейского яруса и пограничных слоев девонской и каменноугольной систем восточной части Русской платформы и западного склона Урала. — Тр. / ГИН АН СССР, 1960, вып. 14, с. 3—128.

Липина О.А. Стратиграфия и границы турнейского яруса в СССР по фораминиферам. — В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М.: Наука, 1965, с. 154—160.

Лисицын А.П. Донные отложения Берингова моря. — Тр. / ИОАН СССР, 1959, т. 29, с. 65—183.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 437 с.

Македонов А.В. Угленосная формация и ее основные признаки. — В кн.: История угленакопления в Печорском бассейне. М., Л.: Наука, 1965, с. 47—134.

Макимова С.В. О некоторых особенностях залегания и сохранности раковин моллюсков. — Тр. / ИОАН СССР, 1949, т. 4, с. 165—171.

Макимова С.В. Фациально-экологическая характеристика нижнедевонских отложений района г. Гурьевска. — В кн.: Материалы по геологии и нефтеносности

Кузнецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 26–72.

Максимова С.В. Литология и условия образования битуминозной известняковой толщи нижнего карбона Кузнецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1961, 116 с.

Максимова С.В. Осадконакопление и история развития Кузнецкой котловины в нижнекаменноугольное время. М.: Изд-во АН СССР, 1963, 90 с.

Максимова С.В. Эколого-фациальные особенности и условия образования доманика. М.: Наука, 1970, 84 с.

Максимова С.В. Заполярные коралловые рифы и их значение для палеогеографии. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1971, № 1, с. 13–19.

Максимова С.В. Сравнительная характеристика некоторых биотопов современных и ископаемых морей. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом: (Палеоэкологические проблемы). Новосибирск: Наука, 1974, с. 62–72, 218–222.

Максимова С.В. Турнейское осадкообразование в восточной части Русской платформы. — Литология и полез. ископаемые, 1977а, № 2, с. 15–23.

Максимова С.В. Роль биофактора в образовании детритовых известняков. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом: (Фации и организмы). Новосибирск: Наука, 1977б, с. 98–103.

Максимова С.В. Водоросли — породообразователи и водорослевые фации. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом: (Палеобиоценозы и условия осадконакопления). Новосибирск: Наука, 1977в, с. 70–79, 132–139.

Максимова С.В. Биогенные силициты — показатель активизации глубинных разломов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, № 6, с. 152–161.

Максимова С.В. О батиметрическом распространении морского бентоса. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом: Вопросы экостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 103–116.

Максимова С.В. Восстановление тектоно-седиментационной истории вторично измененных карбонатных отложений. — В кн.: Постседиментационные изменения карбонатных пород и их значение для историко-геологических реконструкций. М.: Наука, 1980, с. 63–73.

Максимова С.В. Условия образования палеозойских сферово-узурчатых и сферовых известняков. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом: (Палеоландшафты и биофации). Новосибирск: Наука, 1982, с. 104–115.

Максимова С.В., Губарева В.С. Что такое малевский горизонт? — В кн.: Девон и карбон азиатской части СССР. Новосибирск: Наука, 1980, с. 131–138. (Труды ИГиГ СО АН СССР; Вып. 433).

Максимова С.В., Розонова Е.Д. Фации, стратиграфия и мощности карбонатных отложений D_3-C_1 по данным бурения Березниковских скважин. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 1, с. 73–81.

Маслов В.П. Геолого-литологическое исследование рифовых фаций Уфимского плато. М.: Изд-во АН СССР, 1950, 68 с.

Маслов В.П. Ископаемые известковые водоросли СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956, 297 с.

Маслов В.П. Следы сверлящих или форифорирующих организмов. — В кн.: Атлас породообразующих организмов. М.: Наука, 1973, с. 102–103.

Матвеева Т.А. Биология *Mytilus edulis* восточного Мурман. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1948, с. 123–145. (Труды Мурман. биол. станции; Т. 1).

Мирчинк М.Ф., Мкртчян О.М., Хатылянов Ф.И. и др. Рифы Урало-Поволжья и их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков. М.: Недра, 1974, 150 с.

Махлаев В.Г. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М.: Наука, 1964, 228 с.

Найдин Д.П. Актуализм. Актуогеология. Актуопалеонтология. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 2, с. 49–64.

Несис К.Н. Общие экологические понятия в приложении к морским сообществам. — В кн.: Биология океана. М.: Наука, 1977, т. 2, с. 5–13.

Николов Н.И., Голубева И.И. и др. Новейшая разломная тектоника СССР. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 7, с. 15–26.

Осипова А.И. Из истории отечественной палеоэкологии. М.: Наука, 1980, 65 с. (Труды ПИН АН СССР; Т. 185).

Основы палеонтологии: Общая часть. Простейшие. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 482 с.

Патрунов Д.К. Генетические типы нижедевонских карбонатных пород и их распределение в разрезах на юге Новой Земли. — Тр./НИИГА, 1968, т. 157.

Патрунов Д.К. Водорослевые известняки и формирование вайгачского горизонта на юго-западе Вайгача. — В кн.: Стратиграфия и фауна силурийских отложений Вайгача. Л.: НИИГА, 1970, с. 34–40.

Пахомов В.И., Беклемишев В.С. и др. Фации и палеогеография ранне- и средневизейского времени территории западного склона Среднего Урала и Приуралья. — Науч. труды / Перм. политехн. ин-та, 1966, сб. 23, с. 91–112.

Пейве А.В. Принципы наследственности в тектонике. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 6.

Петелин В.П. Минералогия песчано-

алевритовых фракций осадков Охотского моря. — Тр./ ИОАН СССР, 1957, т. 22, с. 77—138.

Полонская Б.Я., Розонова Е.Д., Андрианова А.Г. Постседиментационные изменения нефтеносных карбонатных отложений Русской платформы. М.: Наука, 1975. 104 с.

Пропл М.В. Экология прибрежных донных сообществ Мурманского побережья Баренцева моря. Л.: Наука, 1971. 126 с.

Раузер-Черноусова Д.М. Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид. — Тр./ ИГН АН СССР. 1940, Сер. геол.; Вып. 7.

Рейтлингер Е.А. Характеристика озерских и хованских слоев по микроскопическим органическим остаткам. — Тр./ ГИН АН СССР, 1960, вып. 14, с. 136—172.

Рейтлингер Е.А. Биостратиграфия каменноугольных отложений по фауне фораминифер. — В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М.: Наука, 1965, с. 141—153.

Розонова Е.Д. Литология и условия образования нижневизейских отложений Кузнецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 136 с.

Руженцев В.Е. Аммоноидеи, экология и тафономия. — В кн.: Основы палеонтологии. Моллюски — головоногие. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 317—322.

Сарычева Т.Г., Сокольская А.Н., Максимова С.В., Безносова Г.А. Фациальная зональность брахиопод в каменноугольных морях Кузнецкой котловины. — Палеонтол. журн., 1962, № 4, с. 58—69.

Сарычева Т.Г., Сокольская А.Н., Безносова Г.А., Максимова С.В. Брахиоподы и палеогеография карбона Кузнецкой котловины. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 546 с.

Семихатова С.В., Елина Л.М., Рыжова А.А. и др. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтеносной области. М.: Гостоптехиздат, 1959. 207 с.

Семихатова С.В., Рыжова А.А., Бышева Т.В. и др. Каменноугольные отложения Волго-Уральской нефтегазосной области. — Л.: Недра, 1970. 263 с. (Труды ВНИГНИ; Вып. 76).

Собоцкий В.А. Некоторые вопросы палеобиоценологии позднемеловых морей юга Русской платформы. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом (палеобиоценозы и условия осадконакопления). Новосибирск: Наука, 1977, с. 7—22.

Сорокин Ю.И. Сообщества коралловых рифов. — В кн.: Биология океана. М.: Наука, 1977, т. 2, с. 133—155.

Спихарский Т.Н., Спрыгина Т.В., Тихомиров С.Н. и др. О блоковом

строении земной коры Русской платформы и динамике блоков по геолого-геофизическим данным. — Тр./ Всесоюз. н.-и. геол. ин-т, 1977, вып. 240, с. 70—75.

Степанов Д.Л. Принципы и методы биостратиграфических исследований. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 180 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Гостоптехиздат, 1963. 534 с.

Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1977. 213 с.

Теодорович Г.И. О структурной классификации карбонатных и кремнистых осадочных пород. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1948, т. 23, № 4, с. 69—76.

Теодорович Г.И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 213 с.

Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. Л.: Гостоптехиздат, 1958. 572 с.

Теодорович Г.И., Розонова Е.Д. К вопросу о перерывах в осадконакоплении терригенной толщи верхнего турне и нижнего визе Татарии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 6, с. 48—60.

Теодорович Г.И., Розонова Е.Д., Соколова Н.Н. О соотношении минералогическо-геохимических фаций с фациями седиментогенеза. — В кн.: Общие принципы формирования битуминозных свит на примере Волго-Уральской провинции. М.: Наука, 1965, с. 69—111.

Тихий океан. Т. 7. Биология Тихого океана. Кн. 2. М.: Наука, 1969. 353 с.

Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы. М.: Недра, 1967. 267 с.

Тихомиров С.В. О главных вопросах стратиграфии. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1968, № 5, с. 3—21.

Филатова З.А., Зенкевич Л.А. Количественное распределение донной фауны Карского моря. — Тр./ ВГО, 1957, т. 8, с. 9—31.

Хачатрян Р.О., Трохова А.А. О рифогенных карбонатных массивах востока Русской платформы. — В кн.: Тектоника и размещение нефтегазовых месторождений востока Русской платформы. М.: Наука, 1968, с. 152—165.

Хворова И.В. История развития средне- и верхнекаменноугольного моря западной части Московской синеклизы. М.: Изд-во АН СССР, 1953, кн. 2. 220 с.

Хворова И.В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.

Чижова В.А. Остракоды фаменского и турнейского ярусов европейской части СССР и их стратиграфическое значение. — В кн.: Геология угленосных формаций и стратиграфия карбона СССР. М.: Наука, 1965, с. 161—171.

Чувашов Б.И. История развития и биомическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М.: Наука, 1968. 130 с.

Шепард Ф. Геология моря. М.: Изд-во иностр. лит., 1951. 415 с.

Шеецов М.С., Бурин Л.М. К вопросу о петрографии и происхождении окских известняков района Михайлов-Алексин. М.; Л.: ОНТИ, 1935. 85 с. (Труды Моск. геол.-разв. треста; Вып. 10).

Шеецов М.С. Петрография осадочных пород. 3-е изд. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 416 с.

Шуйский В.П. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. М.: Наука, 1973. 155 с.

Щербаков О.А., Шестакова М.Ф. и др. Новые данные по стратиграфии нижнего карбона западного склона Среднего Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые карбона Западного Урала. Пермь: Кн. изд-во, 1969, с. 27—44.

Щербаков О.А., Кочеткова Н.М., Лутфуллин Я.Л. и др. Каменноугольная система. — В кн.: Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск: Полиграфист, 1977, ч. 3, с. 5—25.

Шуйский В.П. Верхнедевонские органические постройки южной части острова Вайгач. — В кн.: Палеонтология и биостратиграфия среднего палеозоя Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 73—92.

Яблоков В.С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. М.: Наука, 1973. 216 с.

Bathurst R.G.C. Subtidal gelatinous mat, sand stabilizer and food. — J. Geol., 1967, vol. 75, N 6, p. 736—738.

Cairns S.D. Deep water corals. — Sea Front., 1977, vol. 23, N 2, p. 84—89.

Cameron B. Paleozoic shell-boring annelids and their trace fossils. — Amer. Zool., 1969, vol. 9, p. 689—703.

Cloud P.E. Geology of Saipan, Mariana islands. Pt 4. Submarine topography and shoal-water ecology. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1959, vol. 280-K, p. 361—445.

Degens E.T., Ross D.L. Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red sea. N.Y.: Spring-Verl., 1969.

Dons C. Zoologische Notizen XXV über die nördlichsten Korallenriffe der Welt. — Kgl. norske vid. selsk. forh., 1934, bd 6, s. 206—209.

Dons C. Zoologische Notizen XXIX die Verbreitung von Steinkorallen in West Finnmark. — Kgl. norske vid. selsk. forh., 1935, bd 8, s. 57—60.

Dons C. Norges korallrev. — Kgl. norske vid. selsk. forh., 1944, bd 17, s. 37—82.

Evans J.W. Borers in the shell of the sea Scallop, *Placopecten magellanicus*. — Amer. Zool., 1969, vol. 9, p. 775—782.

Ferguson L. The paleoecology of a

low Carboniferous marine transgression. — J. Paleontol., 1962, vol. 36, N 5, p. 1090—1107.

Folk R.L. Practical petrographic classification of limestones. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1959, vol. 43, N 1, p. 1—38.

Fregni P. Les associations a foraminiferes dans le plateau continental adriatique entre Ravenna et Ancona. — Rapp. et proc.-verb. réun. Commis. intern. explor. sci. Mer. méditerr., 1979, vol. 25/26, N 2a, p. 139—140.

Fütterer D.K. Significance of the boring sponge *Cliona* for the origin of fine grained material of carbonate sediments. — J. Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, N 1, p. 79—84.

George T.N. Lower carboniferous palaeogeography of the British isles. — Proc. Yorkshire Geol. Soc., 1958, vol. 41, N 10, pt 3, p. 227—318.

Ginsburg R.N. Environmental relationships of grain size and constituent particles in some South Florida carbonate sediments. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1956, vol. 40, N 10, p. 2384—2427.

Hessler R.R., Sanders H.L. Faunal diversity in the deep sea. — Deep-Sea Res., 1967, vol. 14, N 1.

Jungersen H.F. Alcyonarian and Madreporarian corals in the Museum of Bergen... Bergens Mus. Aarbok, 1915—1916. — Naturvidenskabskrække, 1916, N 6, s. 1—44.

Keen M.A. A new sea-floor oasis. — Veliger, 1977, vol. 20, N 2, p. 179—180.

Kennedy W.J., Juignet P. Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute Normandic, France. — Sedimentology, 1974, vol. 21, N 1, p. 1—42.

Klovian J.E. Development of Western Canadian devonian reefs and comparison with holocene analogues. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 58, N 5, p. 787—800.

Macintyre I.G. Tropical reef corals: Tolerance of low temperatures on the North Carolina continental shelf. — Science, 1969, vol. 166, N 3903, p. 374—375.

Maksimova S.W. Some features of the carboniferous sedimentation in regions affected by the Caledonian orogeny. — C. r. VI congr. intern. stratigr. et géol. carbon., 1970b, vol. 111, p. 1121—1127.

Marszalek D.S. Calcisphere ultrastructure and skeletal aragonites from the alga *Acetabularia antillana*. — J. Sediment. Petrol., 1975, vol. 45, N 1, p. 266—271.

Meyer D.L. The collagenous nature of problematical ligaments in crinoids. — Mar. Biol., 1971, vol. 9, N 3, p. 235—241.

Neumann A.C. Observations on coastal erosion in Bermuda and measurements of the boring rate of the sponge *Cliona lam-pa*. — Limnol. and Oceanogr., 1966, vol. 11, p. 92—108.

- Odum E.P.* Fundamentals of ecology. 2nd ed. Philadelphia, 1959. 526 p.
- Perkins R.D., Halsley S.D.* Géological significance of microboring fungi and algae in Carolina shelf sediments. — J. Sediment. Petrol., 1971, vol. 41, p. 843–853.
- Pohowsky R.A.* Boring Bryozoa. — Doc. Lab. géol. Fac. sci. Lyon. Sér. 3, 1975, fasc. 1, p. 255–256.
- Ranson G.* Les huitres et le calcaire. — Bull. Inst. roy. sci. natur. Belg., 1966, vol. 42, N 26, p. 48.
- Rhoads D.C.* Biogenic reworking of intertidal and subtidal sediments in Barnstable Harbor and Buzzards Bay, Mass. — J. Geol., 1967, vol. 75, p. 461–475.
- Rupp A.W.* Origin, structure and environmental significance of recent and fossil calcispheres. — Geol. Soc. Amer. Annu. Meet., 1966, p. 186–187.
- Rützler K., Rieger G.* Sponge burrowing: fine structure of *Cliona lampa* penetrating calcareous substrata. — Mar. Biol., 1973, vol. 21, N 2, p. 144–162.
- Schwarzbach M.* Das Klima der Vorzeit. Stuttgart: Ferd. Enke, 1974. 380 S.
- Squires D.F.* Deep water coral structures on the Campbell plateau, New Zealand. — Deep-Sea Res., 1965, vol. 12, N 6, p. 785–788.
- Soule J.D., Soule D.F.* Systematics and biogeography of burrowing bryozoans. — Amer. Zool., 1969, vol. 9, p. 791–803.
- Stanley G.D.* Triassic carbonate buildups of Western North America: Comparisons with the Alpine triassic of Europe. — Riv. ital. paleontol., 1980, vol. 85, N 3/4, p. 877–894.
- Teichert C.* Cold and deep-water coral banks. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1958, vol. 42, N 5, p. 1064–1082.
- Vaughan T.W.* Ecology of modern marine organisms with reference to paleogeography. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, vol. 51, N 3, p. 189–216.
- Wilson J.L.* Characteristics of carbonate margins. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 58, N 5, p. 810–824.
- Yonge C.M.* Living corals. — Proc. Roy. Soc. London B, 1968, vol. 169, N 1017, p. 329–344.
- Ziegler W.* Conodont stratigraphy of the European Devonian. — Geol. Soc. Amer. Mem., 1970, vol. 127, p. 227–282.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Объяснение некоторых терминов	4
Возможности и ограничения актуалистической информации	6
Взаимоотношения различных факторов среды обитания	8
Индикаторное значение фауны и факторы, лимитирующие ее распростра- нение	16
Заполярные коралловые рифы и палеогеография	26
Агглютигермы — аккумулятивные псевдорифы, сложенные сферовыми из- вестняками	36
Литологические и экологические особенности	36
Распространение и условия образования	40
Специфика фамен-турнейских рифов Волго-Уральской области	44
Генезис детритусовых известняков	46
Сверлящие организмы	47
Бентосоядные рыбы	49
Автофрагментирование	50
Организмы-детритообразователи в геологическом прошлом и петрогра- фические признаки биогенного происхождения детрита	51
Генезис детрита и палеогеография	54
Стратиграфические проблемы	58
Фауна, фации, стратиграфия	58
Изохронные уровни	69
Гидродинамика и биос	78
Прижизненное окатывание раковин моллюсков	78
Ракушечная мостовая — специфическое образование мелководных внутрен- них водоемов	81
Объяснения к фототаблицам.	85
Литература	87

Светлана Викторовна Максимова

ОЧЕРКИ ПО ПРИКЛАДНОЙ ПАЛЕОЭКОЛОГИИ

*Утверждено к печати Институтом геологии
и разработки горючих ископаемых АН СССР*

Редактор издательства *В.К. Белова*

Художник *Н.Н. Якубовская*

Художественный редактор *Н.Н. Власик*

Технический редактор *М.К. Серегина*

Корректор *О.А. Пахомова*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27914

Подписано к печати 13.07.84, Т — 14615

Формат 60 x 90 1/16. Бумага тип. № 2

Гарнитура Универс. Печать офсетная

Усл. печ. л. 6,0 + 0,5 вкл. Усл. кр.-отт. 6,6. Уч.-изд. л. 8,1

Тираж 750 экз. Тип. зак. 1605. Цена 1р. 20к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7

Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени

1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

1р. 20 к.

