Российская академия наук
Палеонтологический институт им. А.А. Борисяка

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ СТРАТИГРАФИЯ АСТРОБИОЛОГИЯ

К 80-летию академика А.Ю. Розанова

Москва
ПИН РАН
2016

УДК 551.8

ГЛУБИНЫ ПАЛЕОБАССЕЙНОВ И ПОДХОДЫ К ИХ РЕКОНСТРУЦИИ

В.А. Захаров

Геологический институт РАН
mzarctic@gmail.com

Ни одна из реконструкций геологического прошлого, начиная с факторов среды осадконакопления и существования организмов в конкретном палеобассейне и кончая глобальными палинспатическими реконструкциями не может считаться завершенной. Об этом свидетельствует непрерывно продолжающийся процесс воспроизводства все новых вариантов подобных реконструкций (их мультипликация), связанный с субъективностью интерпретации одних и тех же данных и, как следствие, отсутствие единодушного признания ни одного из них. Палеобатиметрия не является исключением. Более того, она, возможно, главенствует по количеству спекуляций. Интрига заключается в том, что этот наиболее востребованный в седиментологии фактор среды относится к числу самых трудных для реконструкций. Между тем, авторы публикаций весьма непринужденно (походя) оценивают батиметрию не только в относительных категориях «мелководности – глубоководности», но и в абсолютных величинах, т. е. в метрах. Эти заключения базируются, как правило, на упрощенных актуалистических моделях.

Ключевые слова: палеобассейны, относительные и абсолютные палеоглубины, реконструкции, фации, катены, седиментация, палеогидродинамика, донные палеосообщества, тафономия, палеоихнология.

ВВЕДЕНИЕ

Реконструкция глубин палеобассейнов, основанная на современных аналогах, наиболее привычный путь для оценки условий формирования осадочных пород палеобассейнов. Однако он оказывается неприемлемым в случаях необычного сочетания пород или фоссилий в толщах морского генезиса. В таких, например, как нахождение экзотических валунов и галек в относитель-

но однородных мелкозернистых осадках, что иногда связано с гляциоразносом; или обнаружением в высокоуглеродистых осадках обширного эпиконтинентального моря мощных песчано-глинистых пачек, таких, как аномальные разрезы толщиной в несколько сотен метров. в 30-метровой черносланцевой баженовкой свите Западной Сибири, в которой недавно неожиданно обнаружены «рыбные» темпеститы, что может объясняться «работой» турбидитов; или при находках в той же высокоуглеродистой баженовской свите раковин цементно- прикрепляющихся устриц среди остатков исключительно нектонных форм; или отсутствием бентоса в явно мелководных осадках замкнутого морского залива в среднетитонских позднеюрских золенгофенских сланцах; или обилием следов илоедов и остатков таксономически разнообразного бентоса в высокоуглеродистых черных сланцах, формировавшихся в мелководном Среднерусском море (пандериевые слои Поволжья средневолжского времени поздней юры) и многие другие ситуации (Захаров, 2004). Во всех перечисленных случаях классическая модель для объяснения подобных необычных сочетаний пород и фоссилий не подходит.

Но нередко и в обычных ситуациях достоверность палеобатиметрических реконструкций, основанных на классических приемах, порождает сомнение. Это и неудивительно: глубина всегда рассматривалась как наиболее сложный фактор в палеоэкологических и седиментационных реконструкциях.

Хрестоматийный путь реконструции палеоглубин на морских шельфах связывается с анализом фаций. Упрощенная модель при анализе костной составляющей фаций предусматривает углубление: 1) при переходе от крупнозернистых осадков ко все более мелкозернистым; 2) при смене неправильно и косослоистых текстур, включая знаки ряби, параллельно слоистыми - толсто-, а затем тонкослоистыми; 3) при одновременном обогащении все более глинизирующихся осадков углеродистыми гумусовыми и сапропелевыми (планктоногенными) компонентами; 4) при постепенном повышении, а затем, понижении роли карбонатных (в особенности, биогенных) пород; 5) при смене гетит-содержащих пород – шамозит-содержащими и породами все более обогащенными фосфатами и сульфидами. Упрощенная модель при анализе биосоставляющей фаций предусматривает углубление: 1) при смене бентосных ассоциаций с резким преобладанием сестонофогов ассоциациями с резким преобладанием детритофагов, а среди них заменой собирателей низкого уровня на собирателей высокого уровня; 2) при сокращении в ориктоценозах остатков жестко прикрепляющихся к субстрату организмов (цементно, биссусно, сверлением, присасыванием) на организмы вагильные (ползающие, порхающие, зарывающиеся); 3) при смене доминировавших морфологически «простых» (прямых вертикальных) следов жизнедеятельности все более морфологически усложняющимися и «уплотняющимися» следами; 4) при замещении неупорядоченных типов ориктоценозов (ракушниковых скоплений,

типа «роза», рассеянных расчлененных скелетов и их фрагментов) более «организованными» захоронениями (хорошей сохранности целыми скелетами и прижизненно захороненными раковинами); 5) при вытеснении биогенных оолитов биокластами. Здесь невозможно уделить внимание специальным гораздо более изощренным методам исследования породы и заключенных в ней окаменелостей для реконструкции палеоглубин. Однако все упомянутые методы и оставшиеся за пределами обзора позволяют восстанавливать лишь относительные глубины. В природе не было и нет точных индикаторов абсолютных значений глубин ни среди пород и минералов, ни среди организмов. Тем не менее, актуалистический подход позволяет говорить о некоторых «запретных» глубинах, связанных 1) с недостатком света (ограниченным распространением на глубину световых волн разной длины), например, герматипные кораллы живут до глубины максимум 40 м, макроводоросли (ламинарии) достигают глубин максимум 80 м, известковые водоросли (литотамниум) – до 120 м; 2) с глубиной возрастает концентрация углекислоты и одновременно растет давление и связанное с ним растворение карбонатной раковины планктонных фораминифер (и карбоната вообще) на глубинах, превышающих в разных широтах 3000–5500 м; 3) с недостатком кислорода: отсутствие макроорганизмов в халистатических зонах глубоководных впадин внутренних морей; 4) с глубинами проникновения волн: глубину в конкретном месте в пределах оконтуренного палеобассейна можно определить по текстурным и тафономическим признакам, исходя из максимальной длины штормовой волны, которая в современных морях проникает на половину своей длины. Однако следует помнить, что максимальные скорости ветра в геологическом прошлом не были постоянными, а, следовательно, и длины волн краевых и эпиконтинентальных бассейнов отличались в периоды теплой и холодной палеобиосфер; 5) с понижением с глубиной температура воды в эпохи наличия психросферы. Этот прием обычно сопровождается исследованием стабильных изотопов в карбонатах, образовавшихся на разных глубинах.

Существует ряд методов расчетного определения абсолютных палеоглубин, которые, однако, исходят из посылок не всегда достоверных. Например, определение «абсолютных» палеоглубин по мощности осадочного чехла, по кривой зависимости возраста нормальной океанической коры от глубины океана, по связи формы раковины головоногого и строения внутренних септ с гидростатическими нагрузками на глубине обитания, по соотношению в ориктоценозах агглютинирующих и секреционных фораминифер и др. Понятно, что наибольший эффект дает комбинация всех методов. И все же следует еще раз повторить, что не существует универсальной модели, которая бы принимала во внимание все факторы обстановок осадконакопления, так же как нет общепринятой схемы для обстановок современного мелководного шельфа. Следовательно, любые попытки применить схему, основанную на современ-

ной батиметрической модели к реконструкции палеоглубин ограничены корреляциями между палеоглубинами и геологическими индикаторами, использованными для их оценки.

В современных исследованиях на закрытых территориях палеоглубина реконструируется на основе анализа и интерпретации последовательности стратиграфических результатов по данным, главным образом, сейсмики, которые указывают на определенную геометрию слоистой толщи и особенности латерального простирания осадочных серий. Однако во многих случаях, этот метод не может обеспечить необходимую точность для палеобатиметрических реконструкций, вследствие ограничений, вызванных низким стратиграфическим разрешением сейсмического анализа. Как уже отмечено и будет не раз повторено, для точного определения палеоглубины необходимо принимать во внимание все возможные локальные факторы, включающие типы и темпы седиментации, геометрию дна, климат, тектонику и т. д., основываясь на всех доступных геологических и биологических данных.

ПОДХОДЫ К РЕКОНСТРУКЦИИ ПАЛЕОГЛУБИН

Следует заранее оповестить читателя, что в настоящей статье речь пойдет прежде всего о приемах реконструкции глубин древних шельфов и эпиконтинентальных морей на основе фациального анализа осадков в основном бореального типа. Мы не касаемся также реконструкции океанических глубин в геологическом времени. Такие реконструкции, используя зависимость между возрастом нормальной океанической коры и глубиной океана, были выполнены для Атлантического и Индийского океанов с юрского периода и по настоящее время (см. ссылки в Шопф, 1982, с. 59). Работы по Международной программе глубоководного океанического бурения позволили установить в мировом океане предельную глубину, на которой происходит растворение карбоната. Эта глубина названа «уровнем карбонатной компенсации (УКК)», которая для кальцита в осадках современного океана находится в интервале от 3 км в Северной Пацифике до 5.5 км в центральной Атлантике. Арагонит растворяется на меньших глубинах: в Атлантике на глубине около 2 км, а в Тихом океане, чаще всего на глубине 1 км. Следует заметить, что УКК менялся во времени, и, например, в поздней юре он составлял 3.5 км. Глубина, на которой фиксируется быстрое увеличение растворимости $CaCO_3$ названа лизоклином. Она приблизительно на 0.5–1.0 км меньше, чем УКК (Бергер, 1978).

В пределах шельфов современных морях не существует ни одного прямого индикатора абсолютного значения глубины ни среди организмов, ни осадков, ни минералов. В лучшем случае можно указать диапазон глубин, в пределах которых может обитать организм, отложиться осадок определенного состава, с определенной крупностью зерна и текстурой, или конкретный минерал. Не существовало таких индикаторов и в геологическом прошлом. В силу сказан-

ного при реконструкции палеоглубин эффективен только междисциплинарный подход (Захаров и др., 2000). Междисциплинарные исследования, как и любые геологические, предполагают две стадии: полевую и лабораторную. На полевой стадии, помимо традиционного послойного опробования на типы пород, гранулометрию, минералы, стабильные изотопы, фоссилии, проводятся детальные наблюдения по реконструкции первичных признаков породы, седиментационных текстур, аллохтонных или автохтонных танатоценозов, ихноценозов. На лабораторной стадии выявляются типы пород и окончательно реконструируется первичный осадок; исследуется гранулометрия, выделяются фракции и определяется их минеральный состав; уточняется систематический состав макро- и микрофоссилий, проводится палеоэкологическая классификация, с целью выяснения истиных палеобиоценозов и реконструируются катены бентоса. Весь этот материал рассматривается в тесной связи с существующими палеогеографическими реконструкциями, а в случае их отсутствия, привлекается для палеогеографических интерпретаций. Последний этап перед построением палеобатиметрического профиля – комплексный анализ осадка и биоты с целью реконструкции фаций. Т. о., конкретная фация реконструируется по совокупности признаков биотической и абиотической природы.

АНАЛИЗ КАТЕН БЕНТОСА

Существует два пути построения палеобатиметрического профиля: путь сравнительного анализа последовательных фаций сводного разреза конкретного региона (на основе правила Вальтера – Головкинского) или выделения рядов конкретных фаций на детально скоррелированной серии разрезов разных фациальных зон. Понятно, что реализация обоих подходов требует высокоточной хроностратиграфической основы: определения геологического возраста пластов или пачек до зоны (инфрозоны) и позонной корреляции разнофациальных разрезов. Построение палеобатиметрического профиля основано на распределении по площади ранее реконструированных фаций. Вес каждого отдельного признака фации при построении палеобатиметрического профиля различен. Большинство палеоокеанологов признают, что биологические критерии являются наиболее точными и общими для оценки батиметрии осадочных пород, чем любой из других подходов (Шопф, 1982, с. 68).

Среди признаков биотической природы наиболее эффективен палеокатенный анализ (Захаров, Шурыгин, 1984, 1985). Палеокатена понимается как последовательность донных сообществ на склоне седиментационного бассейна, реконструированных на основе изучения рекуррентных ориктоценозов в естественных выходах или по керну скважин.

Один из важных вопросов, который решается путем анализа катены, это определение степени уклона дна. Замечено, что в областях со спокойным тектоническим режимом, устойчивой береговой линией и пологим дном форми-

руются более многочленные катены в отличие от таковых на участках с изменчивым тектоническим режимом, изрезанной береговой линией и крутыми уклонами дна. Кроме того, на пологом шельфе экотонные зоны между смежными сообществами шире, чем на крутом. На очень крутых склонах сообщества сменяют друг друга практически без экотона. В соответствии с этими представлениями можно считать, что каждому палеобассейну были свойственны катены с определенным набором звеньев (сообществ разных биономических зон), число которых как и характер экотонов, в условиях нормально падающего профиля равновесия дна контролировалось его уклоном. Каждое сообщество занимало свое место в катене и граничило со строго определенным сообществом. На этой основе можно сформулировать представление о полном катене,

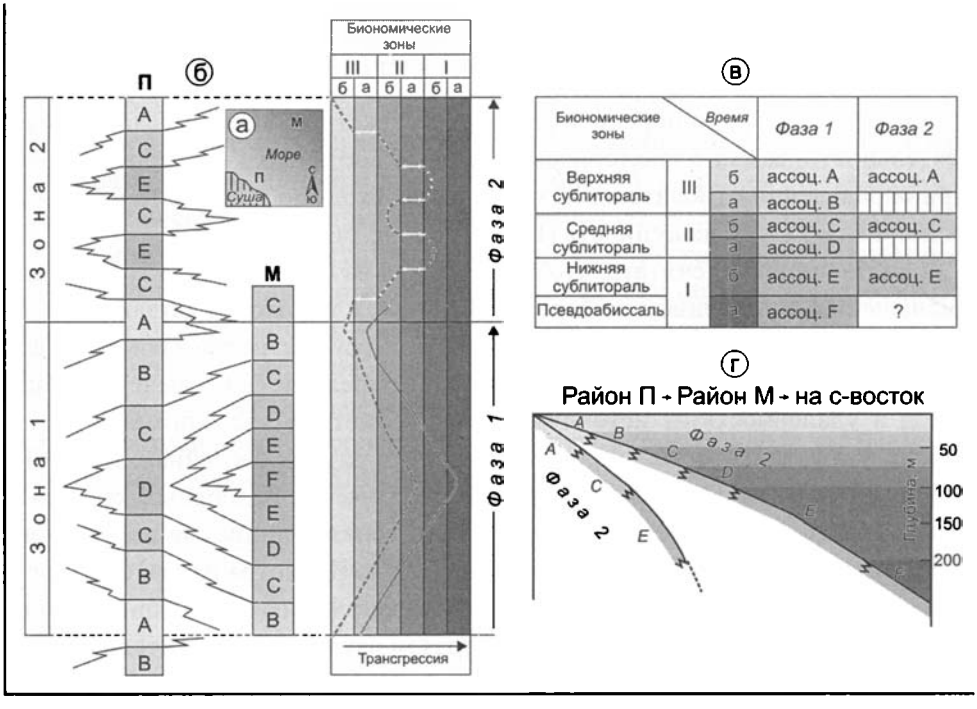

Рис. 1. Схема реконструкции рельефа дна бассейна при анализе катены бентоса. а) палеогеографическое положение исследуемых разрезов – прибрежного (П) и мористого (М); б) рекуррентная смена автохтонных танатоценозов в трансгрессивно-регрессивных циклитах двух синхронных разнофациальных разрезов и реконструкция последовательной (во времени) смены биономических зон; в) распределение ассоциаций двустворок по биономическим зонам (катена) в изученном районе палеобассейна (см. а). A–F – сообщества двустворок, основные ассоциации которых реконструированы по соответствующим ориктоценозам в разрезах; г) схематический батиметрический профиль исследуемого участка палеобассейна в разных фазах. Условные обозначения: вертикальная штриховка – выпадение ассоциации (биономической зоны) из катены (на профиле дна), ломаные линии – фациальные переходы; A–F – автохтонные танатоценозы (и ассоциации) мелководья (III: б – приближенного к берегу, а – удаленного от берега), умеренных глубин (II: б, а – см. III), нижнесублиторальных (Iб) и псевдоабиссальных (Iа). На графике Т–Р смещения биономических зон: пунктирная линия – для прибрежного (П) разреза, сплошная линия – для мористого (М) разреза.

т. е. о такой последовательности, в которой будет представлено все разнообразие донных сообществ, известных для определенного профиля дна конкретного бассейна. Выпадение любого бентосного сообщества (или нескольких) из «нормального ряда» зафиксированного рекуррентными ориктоценозами и трансгрессивно-регрессивными циклитами стратиграфически полных разрезов, обычно связано с изменением профиля дна (рис. 1).

Анализ катены и ее эволюции, выполненный в соответствии с изложенными представлениями, позволяет изобразить профиль дна палеобассейна от предполагаемого берега в направлении к его центральным частям. Каждый бассейн имел свою катену, поэтому работа по изложенной методике начинается с реставрации полной катены для определенного интервала времени существования бассейна. Катена, однако, не дает ответа на вопрос об абсолютной глубине палеобассейна. Для этих целей одновременно с катеной в анализ вовлекаются другие признаки (Захаров, 2005; Шурыгин, 2005).

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ТЕКСТУРЫ. ГРАНУЛОМЕТРИЯ. МИНЕРАЛЫ

Один и тот же тип породы и одинаковая текстура, включая следы жизнедеятельности, могут характеризовать разные обстановки осадконакопления. При определении относительной глубины необходимо учитывать не единичный признак, а их совокупность (Шопф, 1982, с. 56).

Обычно принято считать, что размер зерен на шельфе имеет тенденцию к уменьшению с удалением от береговой линии, а литология связана с глубиной. Однако специфика этих взаимоотношений существенно зависит от факторов среды осадконакопления. Литологию определяет тип выветривавших пород и удаленность от источника сноса, геометрия дна, климат и многие другие факторы, которые широко варьируют в разных бассейнах. Например, пески могут быть обнаружены в дистальных частях подводных конусов на глубине нескольких сотен метров, тогда как тонкие глинистые осадки могут быть встречены в лагунах на глубине менее 1 м. Несмотря на эти сложности, литологический состав можно использовать как индикатор глубин, если обстановка осадконакопления должным образом изучена. Седиментологические сведения могут дать важную информацию о палеоглубинах особенно для мелководных обстановок (Clifton, 1988). Согласно одной их схем седиментации в современных морских системах (Walker, Plint, 1992) базис волновой эрозии (5–15 м в зависимости от местных условий) отделяет песчаный субстрат от илистого (рис. 2). Многие седиментационные текстуры тесно связаны с волновой активностью. Они включают диагональную слоистость, межваловую косую слоистость и различные типы знаков ряби выше базиса волновой эрозии. Параллельное напластование и волнистая косая слоистость преобладают ниже базиса волновой эрозии, а тонкослоистые осадки, богатые органикой обычны для обстановок ниже базиса штормовых волн (Walker, Plint,

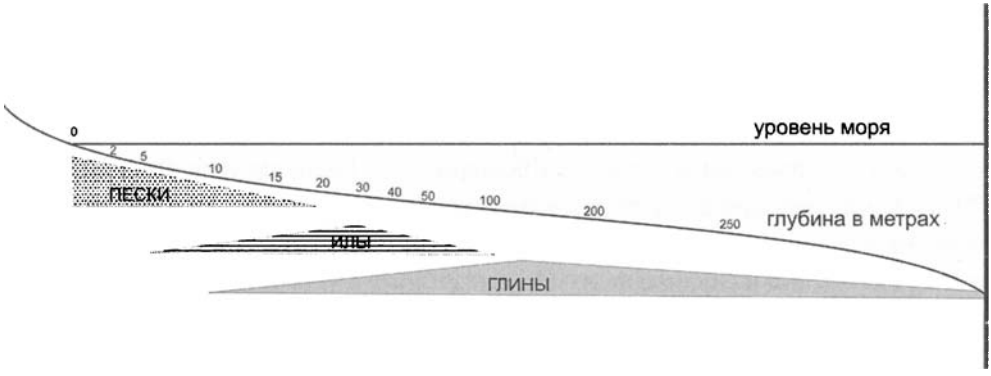

Рис. 2. Схема распространения типов осадков на шельфе современных морей.

1992). Аутигенные минералы (особенно минералы группы железа и фосфорита) формируются на специфических глубинах. Гетит образуется в тропических морях в очень мелкой воде (0–10 м). Шамозит – в мелкой (10–50 м), очень теплой (выше 20 °С) и активной воде. Глауконит осаждается в глубокой части шельфа (150–250 м) при температуре ниже 15 °С (рис. 3, Porrenga, 1967). Большинство современных исследователей считает фосфориты мелководными (Bushinski, 1964; Bromley, 1967; Benedict, 1978). Углерод представляет особый интерес как индикатор палеоглубин, поскольку он хорошо сохраняется в осадках формирующихся в бескислородных условиях среды (Черное море, впадины Средиземного моря, фиорды Норвегии). Углерод обычно восстанавливается Fe^{2+} в минералах марказит и пирит, которые присутствуют в осадке и хорошо сохраняются в породах. Наличие сульфидов в породе указывает на относительно глубоководные условия (ниже базиса штормовых волн).

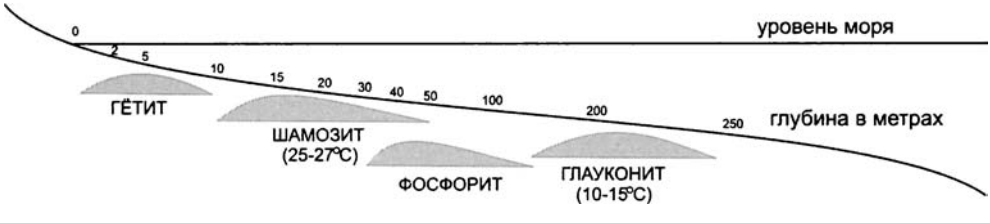

Рис. 3. Концентрация минералов на шельфе современных морей.

РАСЧЕТНЫЕ ПОКАЗАТЕЛИ АБСОЛЮТНЫХ ГЛУБИН

Глубина палеобассейнов и ее изменение во времени является ключевым фактором при анализе как конкретных обстановок, так и в седиментологии в целом. Наиболее полный обзор расчетных методов палеобатиметрии, основанный на изучении следов в породах выполнил А. Иммерхаузен (Immenhauser, 2009), исключив при этом из рассмотрения фаунистические, флористические и химические свидетельства палеобатиметрии. Им предложена оценка связанных с глубиной главных параметровглубины в актуалистических моделях и обсуждается их применимость к седиментационным последовательностям. Автор приходит к выводу о необходимости реконструкции палеоглубин путем комплексирования методов. Он, например, считает, что нет такой характеристики, как средняя глубина проникновения волны, которая могла бы быть приложима к широкому спектру ископаемых обстановок. Такой вывод основан на том, что волны и климат в целом и, в особенности, в неритических и прибрежных обстановках, связаны с комплексом причин. Более того, наблюдения в современных океанах не являются приоритетными при оценке ископаемых обстановок. Признавая эти проблемы и ограничения, автор критически оценивает количественные оценки глубины, основанные на анализе фаций и других признаках седиментационной летописи.

Анализ мощностей. Исторически наиболее ранние попытки определения абсолютных глубин палеобассейнов геологами были основаны на анализе мощностей осадочных толщ, заполнявших с течением времени «чашу» водоема. Позднее авторы стали учитывать формирование осадков на разных глубинах, поэтому расчеты предварялись фациальным анализом, оценкой скоростей осадконакопления и динамики погружения дна. Наиболее продвинутый в этом направлении прием: «метод скользящего ноль-уровня моря» был предложен для расчетов глубины баженовского моря Западной Сибири во временном интервале волжского и валанжинского веков (Бочкарев, 1999; Бочкарев, Федоров, 1985). Однако эти расчеты выполнялись при условии некоторых субъективных допущений, а, главное, привлечении геохронологической шкалы 1975 г., показатели которой с момента публикаций существенно изменились и поэтому расчеты требуют обновления.

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИН ПАЛЕОБАССЕЙНОВ.

Головоногие моллюски. Наряду с геологами попытки оценить глубину палеоморей с помощью расчетов предпринимались и палеонтологами. Так, с 70-х годов прошлого века обсуждаются возможности использования для установления глубины обитания аммонитов индекса прочности септ (Westermann, 1973, 1990; см. обзор Барабошкин, Энсон, 2003). Современным аналогом послужили представители рода Nautilus, раковины которого не разрушаются на глубинах много сотен метров. Сомнения оппонентов в возможности привлече-

ния раковин наутилусов для расчетов глубин обитания аммонитов в юрских и меловых морях основаны на том, что строение сифона у Nautilus существенно отличается от такового аммоноидей. В этой связи возникает вопрос: насколько правомерно использовать для установления глубины обитания аммонитов индекс прочности септ (Mutvei, Dunca, 2007; Mutvei et al., 2010).

Микрофауна. Попытки реконструировать, как относительные, так и абсолютные палеоглубины предпринимались по остракодам. При этом была использована особенность некоторых бентосных остракод формировать глазные бугорки – прозрачные линзовидные утолщения, концентрирующие свет и расположенные на поверхности раковины над зрительными органами. С глубиной и уменьшением освещенности дна, размер и выпуклость глазных бугорков возрастают. Наиболее крупные бугорки зарегистрированы у обитателей внешнего шельфа (начиная с глубин 50–60 м), у видов, живущих на континентальном склоне, размер бугорков постепенно сокращается, пока они не исчезают полностью ниже отметки 600 м (Benson, 1984). На установленной зависимости размера глазного бугорка у современных остракод от глубины была предложена формула расчета абсолютных палеоглубин (Kontrovitz, Myers, 1988; Myers, Kontrovitz, 1987). Эта формула была использована при реконструкции палеоглубин для верхнемеловой формации Демополис (Demopolis Chalk) штатов Алабама и Миссисипи (Puckett, 1991). Наибольшая сложность этой методики связана с оценкой замутнённости воды минеральными частицами и фитопланктоном, что может повлиять на точность оценки глубины до 2.5 раза. Воды, где ослабление света связано только с фитопланктоном, имеют максимальное значение коэффициента прозрачности в пределах 0.2–0.3. Такие воды формируют относительно чистый мел. Для вод, обогащенных фитопланктоном и илом (осаждается мергель) принят коэффициент прозрачности 0.5. Однако разброс глубин, который при этом показывают остракоды, весьма мал – до 10 м. Например, при использовании коэффициента прозрачности 0.2 либо 0.5, остракоды покажут глубину 86–94 либо 34–37 м.

Реконструкции относительной палеоглубины производились как по процентному содержанию в образцах остракод с глазными бугорками, так и по анализу изменения таксономического разнообразия и численности в ископаемых сообществах остракод. Первый метод наиболее успешно применен для реконструкции относительных палеоглубин внешнего шельфа, изобилующего остракодами с глазными бугорками, что было показано на разрезах верхнего баррема – апта Горного Крыма (Карпук, 2016). Вторая методика, напротив, успешно применялась как для оценки палеоглубин внутреннего шельфа, так и для суждения о палеобатиметрии мелководных эпиконтинентальных морей, в которых таксономическое разнообразие бентосных остракод с глубиной непрерывно возрастает. Вариации относительной глубины в пределах верхней

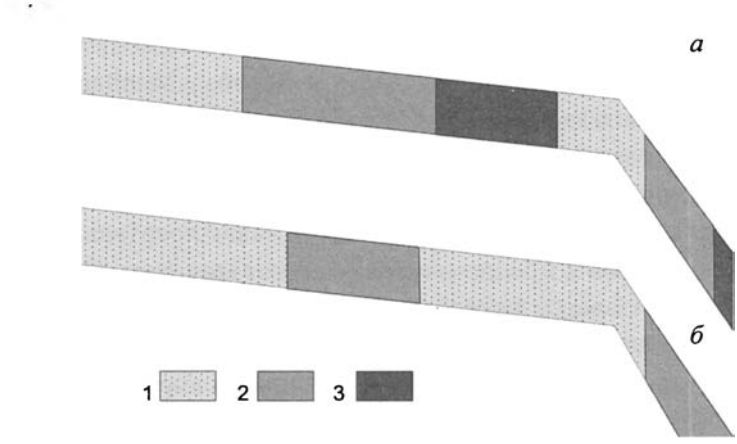

Рис. 4. Зоны распространения фильтраторов (1), собирателей (2) и глотающих детритофагов (3) на широком плоском шельфе современных морей в эвтрофных (А) и олиготрофных (Б) условиях среды (Кузнецов, Нейман, 1977).

сублиторали (до глубин, примерно, 50 м) реконструированы по остракодам раннекелловейского моря в Курской области (Tesakova, 2013).

Менее надежными являются батиметрические реконструкции по соотношению бентосных агглютинирующих и секреционных фораминифер. Так, по находкам раковин фораминифер в высокоуглеродистых черных сланцах баженовской свиты и ее аналогов было выделено шесть батиметрических зон в море средневолжского времени Западной Сибири.

Бентосные сообщества организмов. Ниже базиса штормовых волн, где отсутствуют песчаные валы или дюны, на границе вода – осадок в условиях открытого моря теоретически может существовать недостаток кислорода (но не полное его отсутствие). При активных течениях полное насыщение кислородом распространяется до максимальной глубины глубины 80 м, где встречаются макроводоросли. Присутствие водорослей указывает также на проникновение света. Глубина эуфотической зоны зависит от мутности воды, широты местности и составляет от нескольких до 100 м (Hallam, 1967a, b). Бентосные известковые водоросли обычно привлекаются для палеобатиметрических реконструкций (Brett, 1993), но они редко сохраняются в породах бореального типа. Оолиты, формируются в теплой насыщенной кислородом прибрежной воде сразу над базисом регулярных волн и обычно имеют глубину не более первых метров. Существуют четкие закономерности в современных бентосных морских сообществах, основанные на чередовании суспензионных питателей и илоедов вкрест шельфовой зоны (Зенкевич, 1977). Две зоны суспензионных питателей параллельные береговой линии в мутной воде вдоль типичных континентальных окраин: первая в мелкой воде около берега, и вторая на значительно большей глубине на границе шельфа и континентального склона (рис. 4). Илоеды чаще всего сконцентрированы в зонах дефицита

кислорода на глубоком шельфе или его склоне (Зенкевич, 1977). Не существует строгого батиметрического контроля распределения современных донных сообществ в бореальных морях, но суспензионные питатели обычно находятся вблизи берега, а илоеды вдали от него. Притом детритофаги разделяются на две группы, анализ которых позволяет оценить динамику придонных вод более тонко. Собиратели одной группы нуждаются в пище на поверхности осадок-вода (высокий уровень), другой – под поверхностью осадок-вода (низкий уровень). Существование первой группы предполагает полное отсутствие волнового влияния на дно, что связано с дефицитом кислорода (дизоксия-аноксия) и застойными водами (существенно ниже базы проникновения штормовых волн). Обитание второй группы илоедов, собирающих детрит под поверхностью осадок-вода, связано со спокойными без дефицита кислорода придонными водами. Собирающие детритофаги населяют шельфы современных морей в олиготрофных и эвтрофных условиях среды, а глотающие – только в эвтрофных (рис. 4; Кузнецов, Нейман, 1977).

Ихнофации. Следы жизнедеятельности широко используются для интерпретации палеоглубин (Seilacher, 1964, 1967a, b; Ekdale, 1988). Четыре ихнофации выделены по удалению от береговой линии: Scolithos, Cruziana, Zoophycos и Nereites. Из них только две фации можно связать с глубиной: мелководную Scolithos и глубоководную Nereites (Seilacher, 1967b). В мелководных обстановках преобладают животные-строители нор, добывающие пищу из толщи воды, а глубоководные обстановки населяют ползающие животные-глотальщики, питающиеся преимущественно детритом с поверхности осадок-вода, либо под этой поверхностью. Другие типы ихнофаций могут встречаться на различной глубине. Разнообразие следов жизнедеятельности настолько велико, что требует для их исследования профессионалов (см. Trace Fossils Concepts, Problems, Prospects, 2007).

Сведения по тафономии. Тафономические данные по морским беспозвоночным используются для количественной батиметрической интерпретации глубин от 0 до уровня воздействия штормовых волн. О глубине судят по сохранности, сортировке, селекции и ориентировке твердых частей (двустворки, брахиоподы, остракоды) (Янин, 1983). Тафономические исследования в заливе Петра Великого в Японском море дали следующие результаты: на глубине 0–5 м виды из разных сообществ перемешаны раковины и их обломки, образующие гнездовидные скопления. На глубине 5м15 м створки сортированы по размеру и форме, что свидетельствует о перемещении с места обитания животных. Иногда раковины группируются в гнездовидные и линзовидные скопления. На глубине более 15 м раковины захороняются в прижизненном положении (Евсеев, 1981).

Два типа скоплений формируются сразу над базисом регулярных волн: «розы» или «ракушечные мостовые», которые образуются в прибрежной зоне

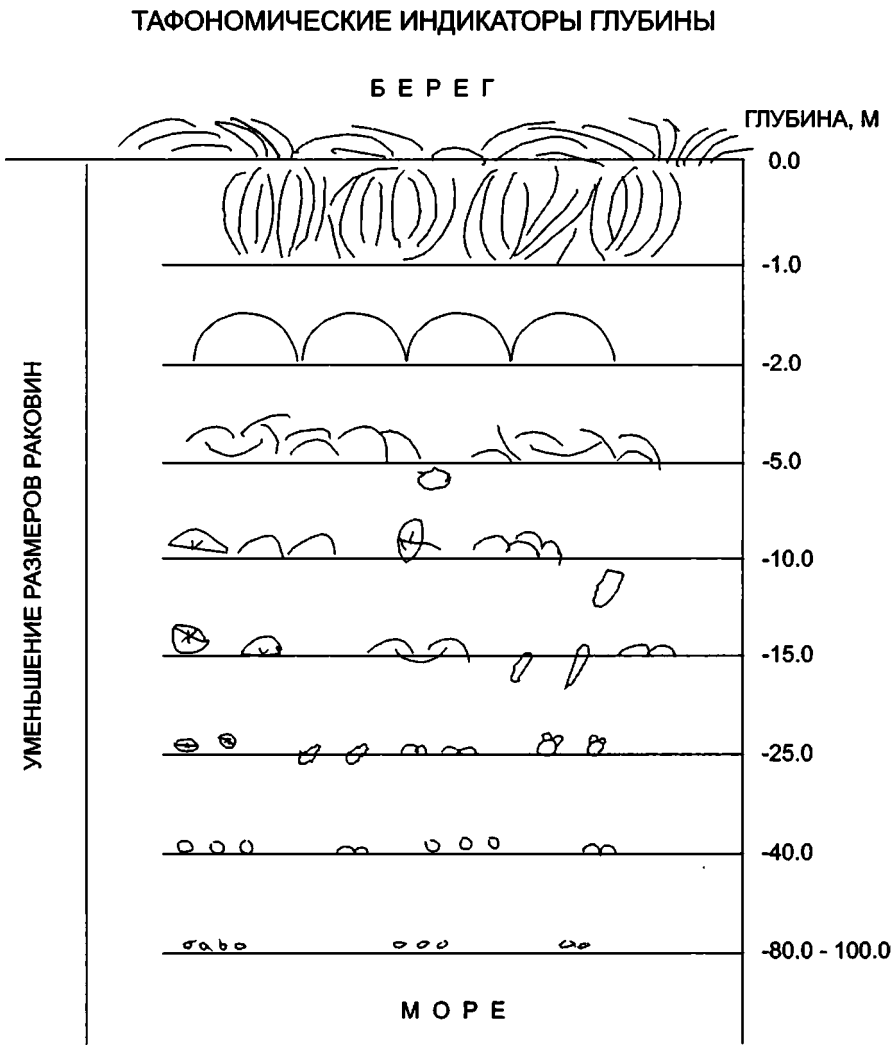

Рис. 5. Тафономические индикаторы глубин на примере раковин двустворок по материалам Японского моря. Абсолютные цифры глубже 30 м (предполагаемый базис штормовых волн) показаны условно.

на глубине до 2 м (рис. 5; Захаров, 1966, 1984). Первый тип состоит из гнездообразно или вертикально ориентированных крупных створок. «Ракушечные мостовые» образуются из отдельных створок бивалвий (или брахиопод) залегающих выпуклостью вверх обычно вблизи контакта со скоплениями гальки (Максимова, 1949). Ниже базиса регулярных волн не отмечено специфических типов образований. Тенденция уменьшения размера раковин с глубиной (ниже базиса штормовых волн) статистически не доказана.

ИНДИКАТОРЫ ПАЛЕОГЛУБИН, СВЯЗАННЫЕ С ВОЛНОВОЙ ДИНАМИКОЙ В БАССЕЙНЕ ПРИ ПОЛОГОМ УКЛОНЕ МЯГКОГО ДНА И ПРЕОБЛАДАНИИ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

Существует вполне оправданное и основанное на наблюдениях убеждение, что наиболее достоверными являются реконструкции палеоглубин бассейнов, выполненные для прибрежных мелководных осадков, формировавшихся при воздействии волн. Притом, до базиса регулярных волн глубину можно определить с точностью до первых метров, а до базиса штормовых волн – с точностью до десятков метров. Учитывая сказанное, представляется целесообразным еще раз суммировать основные признаки осадков и фоссилий, которые привлекаются для реконструкции мелководных обстановок осадконакопления и существования фауны и флоры.

1. Классическое положение об уменьшении размерности зерна в осадке при удалении от источника сноса при постепенном углублении дна, в общем, справедливо. Знаки ряби и оолиты, минерал гетит, вертикально стоящие в слое разрозненные створки раковин или «ракушечная мостовая», ихнофация *Scolithos,* обилие жестко прикреплявшихся при жизни к грунту остатков беспозвоночных: цементом (следует помнить, что цементное прикрепление характерно для теплых вод, распространение которых обычно не превышает нескольких десятков метров, поэтому из-за дефицита свободной извести в холодных водах глубже встречается крайне редко), присасыванием (колпачковидные и др. гастроподы), с помощью биссуса (двустворки), ножкой (брахиоподы). Все эти признаки, как правило, свидетельствуют о проникновении на дно регулярных волн с короткой длиной волны. Однако следует иметь ввиду немногочисленные исключения. Например, современные присасывающиеся моноплакофоры (Neopillina) подняты с глубины несколько км. Отсюда объяснимо, что колпачковидные брахиоподы, например, Discina, могли жить на больших глубинах в Западно-Сибирском баженовском море. Вымывание штормовыми волнами мелко зарывающихся моллюсков и иглокожих, а среди них и крупнораковинных сестонофогов указывают на глубины в пределах проникновения регулярных волн.

2. Косая слоистость, обилие минерала шамозита и присутствие фосфорита, чередование автохтонных и аллохтонных танатоценозов, ихнофация *Cruziana,* совместная встречаемость прикреплявшихся, зарывавшихся и перемещавшихся донных беспозвоночных-сестонофагов, любителей теплых вод указывают на глубины в пределах проникновения штормовых волн. Базис этих волн зависит от их длины, которая в свою очередь определяется размерами бассейна.

3. Ниже базиса штормовых волн для тонкозернистых осадков характерна параллельная слоистость, глубже – в органогенных илах – переходящая в очень тонкую; обилие фосфорита, с глубиной замещающегося сульфидами;

преобладание автохтонных танатоценозов, ихнофации *Zoophycos* и *Nereites,* преобладание детритофагов низкого уровня, собиравших детрит под поверхностью осадок-вода и обитавших в спокойных водах, иногда при слабом дефиците кислорода; либо детритофагов высокого уровня, нуждавшихся в пище на поверхности осадок-вода, и обитавших обычно на больших глубинах при дефиците кислорода (дизоксия), что предполагает полное отсутствие волнового влияния (ниже базиса проникновения штормовых волн).

4. На дне переуглубленных эпиконтинентальных морей (с глубинами порядка нескольких или многих сотен метров) в пределах открытых акваторий, удаленных от источников сноса, формировались высокоуглеродистые биогенные тонкослоистые породы с сульфидами, обычно лишенные остатков зарывавшихся беспозвоночных и следов жизнедеятельности бентосных организмов, но обильно насыщенные остатками планктонных и пелагических животных и растений (псевдопланктон), а также немногих бореальных эпифаунных моллюсков.

В заключение следует предостеречь читателя, что изложенное, хотя и напоминают инструкцию, но ей не является. Мало того, что при палеобатиметрических построениях необходимо анализировать все признаки фаций в совокупности, следует учитывать палеогеографические и гидрологические особенности не только каждого конкретного бассейна, но и глобальную динамику атмосферы. Например, флуктуацию климата в истории Земли. Так, существенно более равномерное распределение тепла в мезозое снижало скорость перемещения воздушных масс на поверхности Земли, что отражалось на силе волнения в морях и океанах прошлого (Hallam, 1967b). Значит, надо учитывать, что глубина проникновения волн была менее значительной, чем в настоящее время. Известно, что глубина проникновения волны равна половине ее длины (Зенкович, 1962). Стало быть, реконструируя влияние регулярных и штормовых волн на дно мезозойских морей необходимо корректировать актуалистические данные.

ЗНАЧЕНИЕ ПАЛЕОБАТИМЕТРИИ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

В заключение рассматриваются некоторые ситуации, связанные с глобальными событиями в истории Земли, анализ которых невозможен без палеобатиметрических реконструкций.

Эвстазия. Кажется очевидным, что глубина палеобассейнов и ее изменение во времени является ключевым фактором при анализе обстановок осадконакопления и в седиментологии в целом. Число публикаций на эту тему представляется неисчислимым. Это так. Однако по своей важности палеобатиметрия не менее, если не более необходима для выявления следов эвстатических событий и палеогеографических реконструкций, включая палеоокеанологические. Преобладает убеждение, что планетарные процессы: тектоничекие, седиментационные и эвстатические, не могут быть расшифрованы на региональной ос-

нове. Поэтому большинство реконструкций, например, эвстатических осцилляций должно быть основано на глобальных корреляциях. Такой подход не совсем очевиден. Для интервалов времени, измеряемых первыми миллионами лет и меньше глобальные корреляции циклов не всегда надежны и влияние изостазии на уровень моря сильно зависит от провинциальных вариаций. Так что, скорее наоборот: реконструкции циклов на основе региональной корреляции более точны, а тектонические процессы имеют предсказуемые ограничения. На этом основаны оценки мало изученных причин быстрой смены уровня моря в мезозое. В качестве примеров, были выбраны три хорошо документированные региональные, полуколичественные кривые уровня моря в юре Британии, мелу России и альбе Омана (Immenhauser, 2005).

Здесь мы рассмотрим палеобатиметрическую модель, на основе которой были построены полуколичественные кривые уровня моря в юре мелу для морских осадочных последовательностей Русской плиты и северной окраины Сибирской платформы (Sahagian et al., 1996). Предлагаемая модель палеоглубин юрских и меловых морей основана на рассмотренных выше критериях оценки палеоглубин: анализе седиментационных особенностей (отложений разных типов осадков, особенностей их текстур, гранулометрических показателей = литофаций), экологических и трофических признаков донных сообществ, закономерностей в распределении таксонов и динамики таксономического разнообразия (биофации), закономерностей размещения следов жизнедеятельности на склоне дна (ихнофаций), тафономических свидетельств (тафоценозов), минералогических ассоциаций (характера минерализации). Предлагаемая генерализованная модель адаптирована к мелководным морским обстановкам с полого падающим равновесным профилем дна и не может быть в точности применима к дельтам, лагунам и эстуариям, с неустойчивым рельефом дна, непостоянными течениями, изменчивым режимом осадконакоплении и т. д. Понятно, что всё разнообразие факторов среды следует учитывать перед применением предлагаемой модели. Поскольку эта палеобатиметрическая модель разработана для мелководного эпиконтинентального моря, она не применима к бассейнам с иными подводными ландшафтами и отличной гипсометрией. Тем не менее, методы с помощью которых модель разработана можно использовать для другого геологического времени и иных мест. Эта модель может послужить основой для разработки иных вариантов, применимых к другим бассейнам и тектоническим режимам.

Как выше отмечалось, палеобатиметрическая модель предназначалась для построения кривых колебания уровня юрского и мелового Среднерусского и Северосибирского морей на полуколичественной основе.. Построение кривых в значительной мере опиралось на биологические и физические законы устойчиво существовавшие на Земле и ее биосфере. Так, принималось, что базис «юрской» волны, как и современной, находился на глубине равной по-

ловине ее длины (Зенкович, 1967). На основе нескольких факторов (например, размер бассейна, его форма, глубина и т. д.) ранее было показано, что штормовые волны Балтики имеют базис 20–30 м (Захаров, 1966). Поскольку мезозойский климат был мягче современного, то юрские и меловые ветры в средних широтах, вероятно, были слабее современных (Hallam. 1967), а волны зависели от глубины и длины разгона. Если это так, то мы принимаем длину регулярных волн в юрское и раннемеловое в Среднерусском море за 20 м, а базис волновой эрозии за 10. Максимальная длина волны во время сильнейших штормов принималась за 40 м, а базис волновой эрозии – за 20 м. Морские осадки в пределах Московской синеклизы не обнаруживают значительного воздействия штормов. Климатическая модель кимеридж – волжского времени показывает относительно низкую среднегодовую активность ветров для Московского моря (Moore et al., 1992). Существование тонко-ламинированных черных сланцев в средней волге (зона D. panderi) Московской синеклизы подтверждает спокойное осадконакопление. Или эти шторма были не так сильны, как современные, или образование черных сланцев было иным (более глубоководным), чем мы принимаем. Нами допускается, что максимальная глубина проникновения света, для роста макроводорослей составляла 40 м, а температура воды уменьшалась с глубиной. Микроводоросли (например, известковые цианофиты) могли достигать 80 м глубины. Эти предположения основаны на низкой прозрачности воды в Среднерусском море, что следует из терригенного осадконакопления относительно тонкозернистых осадков, которое преобладало в юре и части раннего мела. Субэральные несогласия в рязанское время указывают, по крайней мере, на то, что в какой-то период времени глубина составляла 0 м (поверхность), пока не происходило дальнейшее падение уровня моря, что может быть установлено на основании амплитуды субэрального вреза.

В процессе бэкстрипинга показатели глубины является важными для рисовки кривой, хотя ее значения трудно точно установить. Оценки глубины воды могут оказать существенное влияние на выводы об изменениях уровня моря. При крайне низких темпах осадконакопления, как в случае с «голодающими» платформами, изменение глубины воды может являться единственным выражением эвстазии. Глубина конечно не была постоянной, а процессы седиментации не всегда были связаны с эвстазией.

Вероятно, самой большой и трудно разрешимой загадкой для мезозоя является источник «новой» воды, которая могла бы вызывать изменения уровня моря и трансгрессивно-регрессивные циклы. Поскольку не доказано существование полярных ледовых щитов в мезозое, то практически все источники поступления «новой» воды отвергаются за исключением крайне спорного явления высокогорной гляциоэвстазии, связанной с орбитальным влиянием (Immenhauser, 2005). По мнению этого ученого, циклы замерзания и таяния

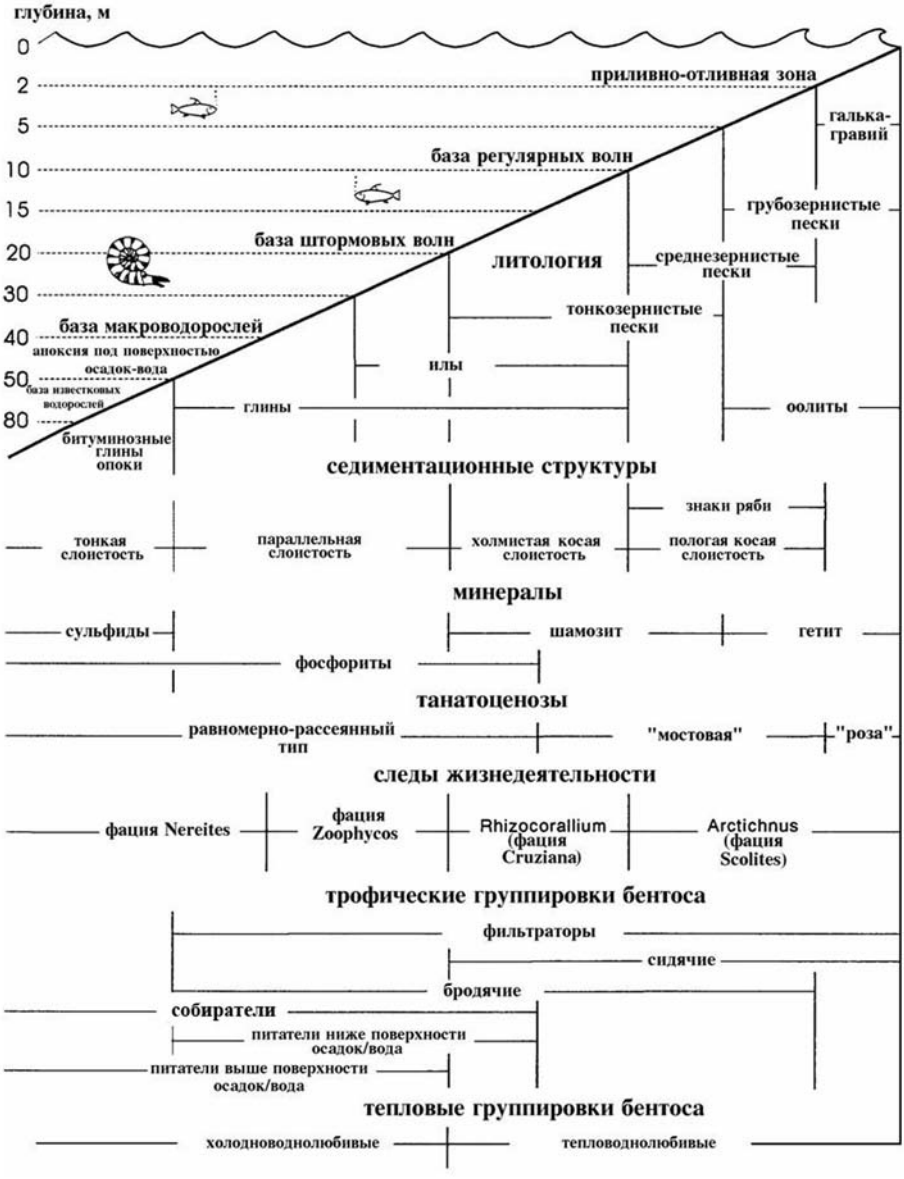

Рис. 6. Модель палеоглубин юрского и мелового Среднерусского моря (по Sahagian et al., 1996, fig. 8; вариант этой же модели см. Immenhauser, 2005, fig. 4).

ледников на больших высотах над уровнем моря могут объяснить изменения его уровня с умеренной амплитудой. Однако решающее доказательство, как полагает А. Имменхаузер, похоронено под трехкилометровым льдом Восточной Антарктики. Хотя с помощью регионального подхода удается избегнуть нескольких сомнительных «глобальных» корреляций уровня моря, причины быстрых его изменений в мезозое остаются недостаточно понятыми.

Палеогеография. Палеогеографические реконструкции предполагают, прежде всего, определение положения границ, разделяющих континенты и моря. Дальнейшие внимание специалистов сосредотачивается на восстановлении ландшафтов суши и моря. Ландшафты моря неотрывно связаны с профилем дна ископаемых бассейнов, что предполагает анализ батиметрии. В разделе «катена» предложен путь воссоздания глубин от палеоберега в открытое море (рис. 1). С помощью этого приема определяется уклон дна водоема и его рельеф. Количественная оценка глубин может быть получена на основе комплексного изучения разнообразных характеристик осадков и остатков фоссилий в породах, заключающих информацию о глубинах их формирования. Для реализации этих целей следует опираться на батиметрическую модель (рис. 6). В качестве примера, демонстрирующего эффективность междисциплинарных исследований, приведем реконструкцию Южно-Анюйского океана на территории Арктики. По мнению Л.П. Зоненшайна и Л М. Натапова (1987), в триасе и ранней юре этот океан располагался в пределах Лено-Енисейского прогиба. Ошибочность этой гипотезы удалось доказать путем комплексного изучения палеонтологических и седиментационных данных с привлечением анализа катен бентоса и палеобатиметрических реконструкций в Ленско-Хатангской части прогиба (Захаров и др., 2002, рис. 17–22).

Послесловие. Автор осознает масштаб проблемы палеобатиметрии палеобассейнов и скромно оценивает результаты предложенного исследования. Главная цель публикации –привлечение внимания специалистов к одному из наиболее сложных для реконструкции факторов среды, выводы о характеристиках которого нередко принимаются на ограниченном материале. В обширной мировой литературе по палеобатиметрии, ничтожная часть которой упомянута в настоящей статье, рефреном проходит мысль о необходимости мультидисциплинарных исследований при реконструкции палеоглубин бассейнов, включая седиментологические, фаунистические, флористические и химические исследования.

Автор признателен М.А. Рогову за помощь в поисках литературы и оформлении графики. Анализ сообществ остракод с целью реконструкции палеоглубин Среднерусского моря в келловее и поздней юре подготовлен Е.М. Тесаковой. Работа выполнялась по теме лаборатории № 201253186, а также при финансовой поддержке по проекту РФФИ, № 15-05-03149а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барабошкин Е.Ю., Энсон К.В. Палеобатиметрия валанжин-аптского бассейна Горного Крыма по индексам прочности раковин аммонитов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 2003. № 4. С. 8–17.

Бергер В. Глубоководное осадконакопление // Геология континентальных окраин. Т. 1. М.: Мир. 1978. С. 239–271.

Бочкарев В.С. Палеобатиметрические условия формирования ачимовской толщи Западной Сибири // Геология, геофизика и разведка нефтяных месторождений. 1999. № 5. С. 23–27.

Бочкарев В.С., Федоров Ю.Н. Палеобатиметрия Западно-Сибирского бассейна на конец времени накопления баженовской свиты // Строение и нефтегазоносность баженитов Западной Сибири. Тюмень. 1985. С. 35–41.

Евсеев Г.А. Сообщества двустворчатых моллюсков послеледниковых отложениях шельфа Японского моря. М.: Наука. 1981. 160 с.

Захаров В.А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. Отряд Anisomyaria. М.: Наука. 1966. 189 с.

Захаров В.А. Загадки палеобатиметрии и методы реконструкции палеоглубин // Палеострат-2004. Тезисы докл. годич. собрания секции палеонтологии МОИП. М.: Изд. МГУ. 2004. С. 15–16.

Захаров В.А. Палеобиогеография, палеогеография и палеогеодинамика // Ред. Ю.Б. Гладенков, К.И. Кузнецова. Биосфера, экосистемы, биоты в прошлом Земли палеобиогеографические аспекты. М.: Наука. 2005. С. 46–72.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н. Метод реконструкции рельефа дна и глубины морских палеобассейнов на основании анализа катен бентоса // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука. 1985. С. 97–107.

Захаров В.А., Курушин Н.И., Шурыгин Б.Н. Палеобатиметрические реконструкции в эпиконтинентальных мезозойских бореальных морях: междисциплинарный подход // Ред. В.А. Захаров, Б.Н. Шурыгин, О.С. Дзюба. Среда и жизнь в геологическом прошлом. Тез. докл. Всерос. симп., посвящ. 100-летию Р.Ф. Геккера. Новосибирск. Изд. НИЦ ОИГГМС СО РАН. 2000. С. 6–7.

Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.И. и др. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 155–181.

Зенкевич Л.А. Биологическая продуктивность океана. М.: Наука. 1977. 309 с.

Зенкович В.П. Учение о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР. 1962.

Зоненшайн Л.П., Натапов Л.М. Тектоническая история Арктики // Ред. А.Л. Яншин. Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов (Тр. ГИН РАН. Вып. 425). М.: Наука. 1987. С. 31–57.

Карпук М.С. Остракоды верхнего баррема – апта Горного Крыма: стратиграфическое значение и палеоэкология. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН. 2016. 24 с.

Кузнецов А.П., Нейман А.А. Трофическая структура донного населения шельфов // Ред. А.С. Монин. Океанология. Биология океана. Т. 2. Биологическая продуктивность океана. 1977. С. 165–16.

Максимова С.В. О некоторых особенностях залегания и сохранности раковин моллюсков // Тр. ин-та Океанологии АН СССР. 1949. Т. 4. С. 165–171.

Шопф Т. Палеоокеанология. М.: Мир. 1982. 311с.

Шурыгин Б.Н. Биогеография, фации и стратиграфия нижней и средней юры Сибири по двустворчатым моллюскам. Новосибирск. Академиздательство «Гео». 2005. 154 с.

Benedict G.L.III, Walker K.R. Paleobathymetric analysis in paleozoic sequences and its geodynamic significance // Amer. j. sci. 1978. V. 278. P. 579–607.

Benson R.H. Estimating greater paleodepths with ostracodes, especially in past thermospheric oceans // Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol. 1984. V. 48. P. 107–141.

Brett C.E., Boucot A.J., Jones B. Absolute depths of Silurian benthic assemblages // Lethaia. 1993. V. 26. P. 25–40.

Bromley R.G. Marine phosphorites as depth indicators // Mar. geol. 1967. No. 5. P. 503–509.

Bushinski G. On shallow water origin of phosphatic deposits // Deltaic and shallow marine deposits / Ed. L.V. Straaten. Amsterdam, Elsevier. 1964. P. 62–70.

Clifton E.R. Sedimentologic approaches to paleobathymetry, with applications to the Merced formation of Central California // Palaios. 1988. No. 3. P. 507–522.

Hallam A. The depth significance of shales with bituminous laminae // Mar. geol. 1967a. V. 5. P. 481–492.

Hallam A. Editorial (sea level) // Mar. geol. 1967b. V. 5. P. 329–332.

Ekdale A.A. Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossils assemblages // Palaios. 1988. No. 3. P. 464–472.

Immenhauser A. High-rate sea-level change during the Mesozoic: new approaches to an old problem // Sedimentary geol. 2005. V. 175. P. 277–296.

Immenhauser A. Estimating palaeo-water depth from the physical rock record // Earth-science rev. 2009. V. 96. P. 107–139.

Kontrovitz M., Myers J.H. Ostracode eyes as paleoenvironmental indicators: 3hysical limits of vision of some podocopids // Geology. 1988. V. 16. P. 293–295.

McAlester A.L., D.C. Rhoads. Bivalves as bathymetric indicators // Mar. geol. 1967. V. 5. P. 383–388.

Moore G., Hayashida D., Ross C., Jacobson S. Paleoclimate of the Kimmerigian/Tithonian (Late Jurassic) world: I. Results using a general circulation model // Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol. 1992. V. 93. P. 113–150.

Mutvei H., Dunca E. Connecting Ring Ultrastructure in the Jurassic Ammonoid Quenstedtoceras with discussion on mode ol Life of Ammonoids // Eds N.H. Landman, R.A. Davis, R.H. Mapes. Cephalopods present and past: new insights and fresh perspectives. Springer. 2007. P. 239–256.

Mutvei H., Dunca E., Weitschat W. Siphuncular structure in the Recent Nautilus, compared with that in Mesozoic nautilids and ammonoids from Madagascar // GFF. 2010. V. 132. Issue 3–4. P. 161–166.

Myers J.H., Kontrovitz M. Geometrical optics of some ostracod eyes // Eds T. Hanai, N. Ikeya, K. Ishizaki. Evolutionary biology of Ostracoda. Tokyo, Kodansha. 1987. P. 187–193.

Porrenga D.H. Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environement // Mar. geol. 1967. V. 5. P. 495–501.

Puckett T.M. Absolute paleobathymetry of Upper Cretaceous chalks based on ostracodes Evidence from the Demopolis Chalk (Campanian and Maastrichtian) of the northern Gulf Coastal Plain // Geology. 1991. V. 19. P. 449–452.

Sahagian D., Pinous O., Olferiev A., Zakharov V. Eustatic curve for the Middle Jurassic–Cretaceous based on Russian platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution // Amer. assoc. petrol. geol. bull. 1996. V. 80. P. 1433–1458.

Seilacher A. Bathymetry of trace fossils // Mar. geol. 1967. V. 5. P. 413–427.

Tesakova E.M. Ostracode-Based Reconstruction of Paleodepths in the Early Callovian of the Kursk region, Central Russia // Paleontol. j. 2013. V. 47. No. 10. P. 1–16.

Trace fossils concepts, problems, prospects / Ed. W. Miller III. Geol. dep. Humboldt State univ. Arcata, CA, USA. Elsevier. 2007. 611p.

Walker R.G., Plint A.G. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. Facies models: response to sea level change // Ed. R.G. Walker. St. John's, Newfoundland. Geol. ass. Canada. 1992. P. 219–238.

Westermann G.E.G. Strength of concave septa and depth limits of fossil cephalopods // Lethaia. 1973. V. 6. P. 383–390.

Westermann G.E.G. New developments in ecology of Jurassic – Cretaceous ammonoids // Fossili, evoluzione, ambiente. Atti del secondo convegno intenationale F.E.A. Pergola. 1990. P. 459–478.

Depths of paleobasin and approaches to thier reconstructions

V.A. Zaharov

None of the reconstructions of the geological past can be considered complete, starting from the factors of the environment and sedimentation and existence of organisms in a particular paleobasin and ending by global plate tectonic reconstructions. This is evidenced by the ongoing process of continuous reproduction of new options such as reconstructions (animation), related to subjective interpretations of the same data and, as a consequence, the lack of a unanimous recognition of any of them. Paleobatimetric data is not an exception. Moreover, it may dominate by the number of speculation. The intrigue lies in the fact that the most demanded in sedimentology environmental factor is one of the most difficult for reconstructions. Meanwhile, the authors of the publications is very "relaxed" evaluating bathymetry, not only in relative terms of "shallow water-deep", but also in absolute terms, i.e., in meters. Such conclusions are usually based on simplified actualistic models.

Keywords: paleobasins, relative and absolute paleoglubiny, reconstruction, facies, catena, sedimentation, paleogidrodinamika, bottom paleosoobschestva, taphonomy, paleoihnologiya.