

# ГЛУБИНА И БИОПРОДУКТИВНОСТЬ БАЖЕНОВСКОГО МОРЯ\*

А.С. Фомичёв

ФГУП «СНИИГГиМС», г. Новосибирск

## АННОТАЦИЯ

*Баженовские отложения являются мелководными. Образование осадков происходило очень медленно, 1 мм ила накапливался в течение 40-160 лет. Фотический слой был низкопродуктивным, но условия консервации остатков ОР были очень благоприятными.*

# DEPTH AND BIOLOGICAL PRODUCTIVITY OF BAZHENOV SEA

A.S. Fomichev

SNIIGG&MS, Novosibirsk

## ABSTRACT

*Bazhenov deposits are shallow-water ones. Accumulation of sediments occurred slowly with 1 mm of ooze accumulated over 40-160 years. Photic layer was low productive but the conditions of preservation of organic remains were very favourable.*

\*Примечание. Статья публикуется в порядке дискуссии.

Волжские отложения Западной Сибири распространены почти на всей ее территории. В центральной части они представлены в основном карбонатно-кремнисто-глинистыми образованиями. К периферии в их составе появляются алевролиты и мелкозернистые песчаники. Толщина уплотненных волжских отложений в центральной части на крупных положительных структурах колеблется от 10 до 20 м, в котловинах происходит ее увеличение до 25-35 м. Толщина неуплотненных илов в начале диагенеза могла составлять 50-150 м.

В некоторых периферических частях бассейна современная толщина волжских пород несколько увеличивается. Так, в приуральской части она составляет всего 10-20 м, а в южной — увеличивается до 40-100 м, на юго-востоке она несколько меньше — 30-40 м и лишь на северо-востоке толщина аналогов баженовской свиты увеличивается до 300 м, но за счет увеличения стратиграфического диапазона (кимериджский, волжский и берриасский ярусы).

Кроме того, в центральной части Баженовского моря местами имеются вытянутые субмеридиональные зоны с повышенными толщинами волжских отложений шириной 5-15 км. Они связаны с наличием алевролитово-глинистых линз небаженовского облика. В этих так называемых «аномальных разрезах» толщина волжских отложений резко увеличивается — с 15-25 до 100-150 м.

Анализ тектонической истории Западно-Сибирской плиты показал, что в кимериджский и волжский века прогибание дна бассейна не отличались высокими темпами в связи с тем, что поступление терригенного материала в бассейн было малозначительным. В волжский век территория вокруг Баженовского моря представляла собой пенепленизированную сушу, где при жарком влажном климате происходило, главным образом, химическое выветривание эффузивно-осадочных и метаморфических пород. Основная часть терригенных пород осаждалась вблизи берега, чему способствовали вдольбереговые течения, направленные против часовой стрелки [7]. Часть песчаников и алевролитов в прибрежной части моря образовалась, по-видимому, за счет абразии берегов. В центральную халистазическую (застойную) часть Баженовского моря могли достигать лишь очень мелкие дисперсные частицы глинистого вещества.

Что же представляло собой Баженовское море?

На идею проанализировать установившееся мнение о больших глубинах Баженовского моря, достигающих 600 м и более [4], и высокой био-

продуктивности фотического слоя автора натолкнули публикации, а затем собственные исследования о различном составе отдельных пачек баженовской свиты, а также отсутствие этих пород на ряде площадей в центральных и северных районах Западно-Сибирской плиты.

В 1980-е гг. Ю.В. Брадучаном, Ф.Г. Гурари, Ушатинским, В.В. Хабаровым, Л.А. Кроль, Г.Н. Перозио, Е.И. Предтеченской и др. в составе баженовской свиты были выделены пачки с различным составом пород, хорошо выраженных на каротажных диаграммах. Количество пачек у разных авторов варьирует от 3 до 18 (Баженовский горизонт).

Анализ геологического материала показал, что в некоторых районах центральной части Западной Сибири литологическая изменчивость баженовской свиты происходит на очень коротких расстояниях, буквально в пределах одной структуры, что в относительно глубоководных условиях практически не наблюдается.

Если бы глубина моря была значительной, то переход одного типа разреза в другой должен происходить очень постепенно или же оставаться однообразным на большой площади. Однако этого не происходит.

Просматривая керн озерных и прибрежно-морских отложений нижней и средней юры, а также оксфордских отложений, замечено, что очень часто в глинистых отложениях попадаются прослой с большим количеством чешуи рыб, а также рыбных скелетов вместе с мелким растительным детритом. Поскольку по происхождению эти озера относились к равнинным, то по аналогии с современным ландшафтом следует считать глубину таких озер в пределах 5-20 м.

При описании керна пород баженовской свиты выяснилось, что на большей части территории в ней попадают прослой с чешуей и костными остатками рыб. Они встречены на Столбовой, Восточно-Студёной, Ай-Пимской, Маслиховской, Салымской, Сугмутской и многих других структурах. Часто встречаются прослой с мелкими и крупными раковинами пелеципод, а в карбонатных прослоях обнаружены ходы червей. Далее в образцах керна некоторых скважин видны пиритизированные нитевидные остатки мелких (2-4 мм) водорослей, а в шлифах обнаружен псевдовитринит. По данным углепетрографов, он является остатками слоевищ прикрепленных водорослей. Такое органическое вещество на воздухе, разлагаясь, издаёт запах фенола, а на поверхности керна образуются налеты желтой серы и иголочки квасцов. Наличие подобных прослоев во многих разрезах свиты свидетельствует о периодически возникающем мелководном характере

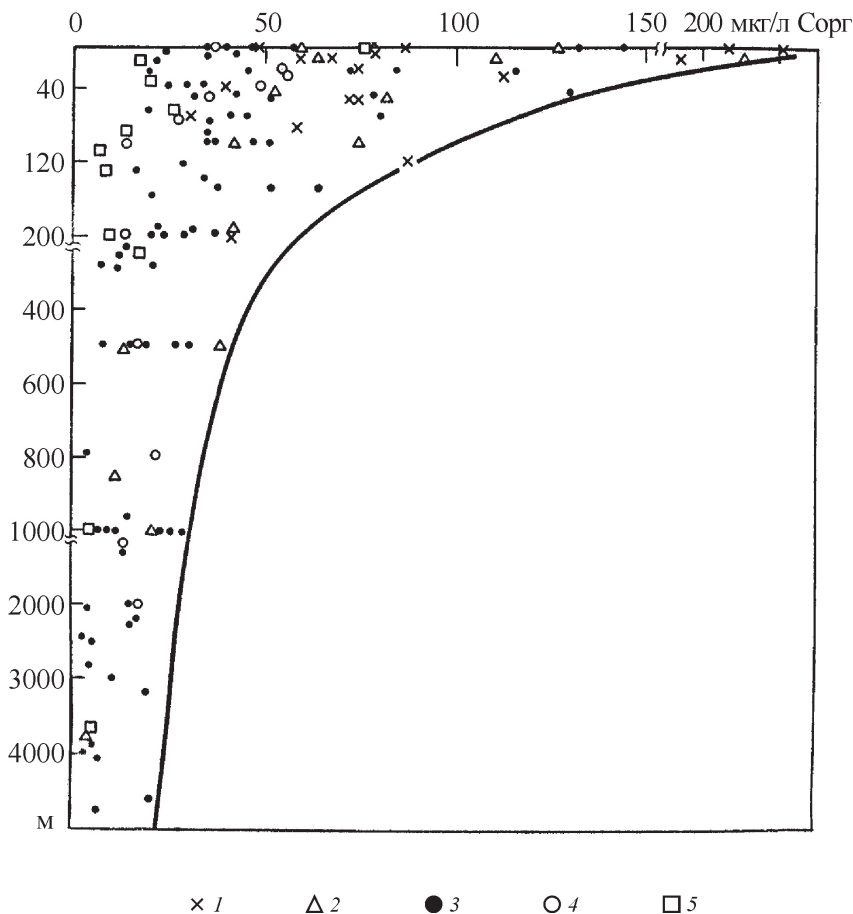


Рис. 1. Распределение углерода взвешенного органического вещества в толще вод Тихого океана, мг/л (по Е.А. Романкевичу, 1977)  
1 - область шельфа; 2 - область склона; 3 - область ложа океана; 4 - Японское море; 5 - море Сулу.  
Аналитическая ошибка определения ± 10 %

накопления осадков, схожем с условиями накопления тутлеймской свиты, распространенной в прибрежной мелководной западной части Баженовского моря.

Далее в керне Салымского и Сургутского районов среди темно-коричневых пород встречены согласно залегающие абсолютно белые, не содержащие органического вещества прослои кальцита, мощность которых колеблется от 0.3 до 2.0 см. Вначале возникло предположение о миграции насыщенных солями кальция вод из палеозойских пород. Однако в нижележащем разрезе ни в трещинах, ни в самих породах подобных прослоев не обнаружено. Это явление казалось необъяснимым. Однако наблюдения океанологов за условиями осаждения карбонатов в современных морях и океанах аридной зоны показали, что в замкнутых или мелководных частях моря в жаркое время суток при отсутствии течений (температура более 25°C) вода почти мгновенно приобретает молочный цвет, обусловленный образованием очень мелких кристалликов арагонита ( $\text{CaCO}_3$ ) при разложении бикарбоната кальция ( $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ) на  $\text{CO}_2$  и  $\text{CaCO}_3$ . А.П. Лисицын объясняет это явление дефицитом углекислого газа за счёт высокой его ассимиляции фитопланктона и высокой температуры воды. Осаждение образовавшегося

$\text{CaCO}_3$  в виде микроскопических иголок арагонита происходит в течение нескольких часов. Поэтому при таком темпе седиментации органическое вещество в осадке практически отсутствует. Далее А.П. Лисицын утверждает, что на какой-то глубине, попадая в более холодные слои воды, арагонит растворяется и потому, как правило, не достигает дна. Следовательно, если в породе присутствуют прослои кальцита (арагонит при литификации переходит в кальцит), то его происхождение следует связывать только с прогретой мелководной частью морской воды, которая в зависимости от прозрачности колеблется в пределах 10-25 м.

При анализе накопления ОВ в осадках Ю.А. Богданов с соавторами [2] пришел к выводу, что это твердые остатки фито- и зоопланктона — взвешенное ОВ не встречаются глубже 200-350 м. Причем температура является главным фактором, определяющим скорость минерализации ОВ и, следовательно, глубину моря, на которой этот процесс заканчивается. Так, в теплом Аравийском море минерализация ОВ происходит в пределах 0-50 м, в Японском море и море Сулу 0-130 м (рис. 1, 2). В этой связи при равных прочих условиях в мелководных районах дна достигает значительно больше твердых остатков фито- и зоопланктона, даже в пределах зон с минимальной

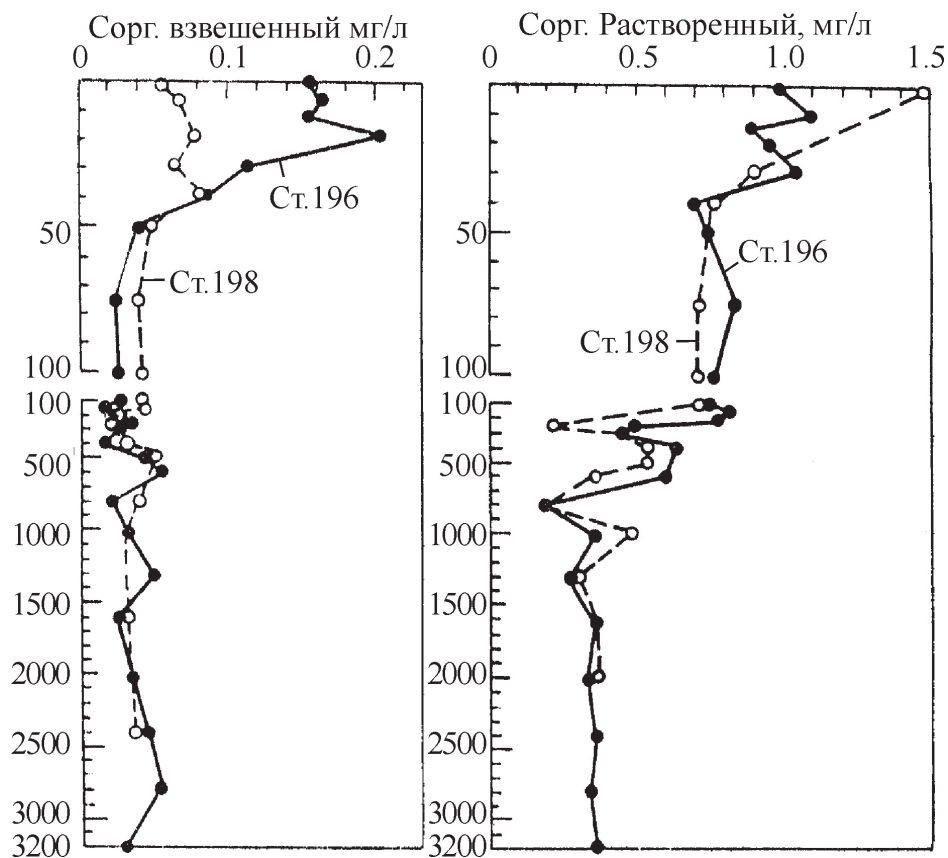


Рис. 2. Вертикальное распределение Сорг, связанного с взвешенным и растворенным ОВ, в северо-западной части Индийского океана (Аравийское море). Богданов и др., 1971, (по данным D. Menzel, 1964)

продуктивностью водной среды, чем в высокопродуктивных, но глубоководных зонах.

Как упоминалось выше, при изучении органического вещества баженовской свиты микроскопически и под микроскопом оказалось, что оно состоит не только из мелкодисперсных, но и малоизмененных остатков диатомовых водорослей, радиолярий, кокколитоферид, онихитов, чешуи и скелетов мелких рыб. В отдельных прослоях этих остатков так много, что они являются породообразующей компонентой. Местами эти прослои обладают высокой пористостью и проницаемостью и хорошо впитывают воду.

Исследования океанологов показали, что кремневые остатки диатомовых водорослей присутствовали на больших глубинах лишь в холодных арктических и антарктических водах. В аридной же зоне, по данным Б.А. Скопинцева [8] (баженовские отложения накапливались в аридном климате), остатки диатомовых водорослей (взвешенное ОВ) более чем на 90% растворяются, не достигая глубины 100 м. И если они присутствуют в породе в значительных количествах, значит, глубина моря была менее 100 м.

Далее отсутствие волжских отложений на Чебачей, Новопортовской, Тевризской, Тончинской, Кынской, Ватлорской и других площадях свидетельствует о существовании низких островов, а также отмелей и банок, расположенных

как по периферии, так и в центральной халистазической части Баженовского моря. Поэтому утверждение о том, что дно Баженовского моря постепенно углублялось при приближении к центру, противоречит вышеназванным фактам.

Наличие слабооблажившихся остатков фитопланктона, остатков донных водорослей, кальцитовых прослоев также свидетельствует о том, что глубина Баженовского моря не превышала 200 м, а на крупных унаследованных структурах она была не более 20-50 м.

Теперь обратимся к биопродуктивности фотического слоя Баженовского моря.

Ранее было принято считать, в т.ч. и автором настоящей работы, что в Баженовском море фотический слой обладал высокой биопродуктивностью. Основанием этому служат современные высокие концентрации сапропелевого ОВ в породах баженовской свиты, доходящие в отдельных прослоях до 20-30%.

Но известно также, что накопление осадков в течение волжского и кимериджского веков отличалось весьма низкими темпами. В этой связи анализ всего фактического материала по литологии, геохимии, тектонике, климату, а также гидродинамике морских бассейнов приводит к нескольким другим выводам, не только о глубине бассейна, но и биопродуктивности фотического слоя Баженовского моря.

По разным данным, продолжительность времени накопления кимериджских осадков составляет 5-6 млн. лет, волжских — 4-8 млн. лет [1]. Мощности тех и других составляют соответственно 2-15 и 5-40 м. Нетрудно подсчитать, что 1 мм уплотненных или 5 мм рыхлых некарбонатных осадков могли накопиться за 600-2500 лет, а волжских — за 200-800 лет. Столь низкие скорости осадконакопления не характерны для современных внутренних морей. Подобные скорости накопления современных осадков известны лишь в глубоководных районах Тихого (1 мм за 1000 лет) и Атлантического (1 мм за 100 лет) океанов [5, 6]. Что касается органического вещества, то его содержание в океанических осадках невелико и колеблется в пределах 0.2-0.3% на породу, что в 20-40 раз меньше, чем в баженовской свите. Наиболее же высокие концентрации органического вещества фиксируются в современных мелководных илистых осадках заливов, лагун и т.п. [3, 5]. Так, в современных осадках концентрации  $C_{орг}$ , близких по значениям к породам баженовской свиты, известны в заливах западной и юго-западной Африки (12.8-26%), заливах островов Хоккайдо и Хонсю (до 11.95%) и внутреннего шельфа Эквадора и Перу (до 10.6%). Здесь и продуктивность фитопланктона весьма высока и составляет от 500 до 2700 г  $C_{орг}/м^2$  в год, и условия захоронения весьма благоприятны (табл.).

Для реконструкции биопродуктивности фотического слоя Баженовского моря, измеряемой в г  $C_{орг}/м^2$  в год, были использованы следующие параметры: продолжительность волжского века — 6 млн. лет; мощность баженовской свиты — 20 м; среднее содержание  $C_{орг}$  — 10%; коэффициент фоссилизации (по Романкевичу Е.А.) — 0.42-0.73% от исходного ОВ.

На основании этих данных подсчитывалась скорость седиментации, которая составляла в Баженовском море 0.00033 см в год в уплотненных осадках. При удельном весе уплотненного осадка 2.2 г/см<sup>3</sup> на 1 см<sup>2</sup> площади его дна будет приходиться 0.000726 г/см<sup>2</sup>, а на 1 м<sup>2</sup> — 7.26 г. Поскольку в уплотненном осадке находится 10%  $C_{орг}$ , то на 1 м<sup>2</sup> его количество будет составлять 0.726 г в год. В рыхлом осадке в зависимости от карбонатности степень уплотнения следует считать в пределах 3-5. Поэтому в рыхлом осадке количество органического вещества будет меньше — от 0.145 до 0.242 г  $C_{орг}/м^2$  в год.

В связи с тем, что от первичной продукции в осадке захороняется всего 0.42-0.73%, продуктивность фотического слоя Баженовского моря без учёта потерь в диагенезе и катагенезе будет колебаться в пределах от 30 до 90 г  $C_{орг}/м^2$  в год, а с учетом этих потерь она будет составлять 50-100 г  $C_{орг}/м^2$  в год. Это приблизительно соответствует продуктивности фитопланктона Чёрного и Средиземного морей. При меньшей мощности и большем содержании ОВ в породе продуктивность фотического слоя может достигать 200 и изредка 300 г  $C_{орг}/м^2$  в год, достигая продуктивности Красного и Азовского морей. Из всех исследованных морей Черное и Средиземное являются наименее продуктивными (табл.).

На основании рассмотренных материалов, можно сделать следующие выводы.

1. Не всегда низкие темпы седиментации приводят к увеличению содержания органического вещества в породах. Например, в 2-15-метровых отложениях кимериджа содержалось лишь 3-5%, а в волжских при мощности 5-40 м — 10-30% исходного ОВ при примерно одинаковом времени их накопления.

Таблица

### ПРОДУКЦИЯ ФИТОПЛАНКТОНА В НЕКОТОРЫХ МОРЯХ И ПРИБРЕЖНЫХ РАЙОНАХ ОКЕАНОВ (ПО РОМАНКЕВИЧУ Е.А., 1977)

Акватория	г $C_{орг}/м^2$ в год	$10^6$ м $C_{орг}/год$	Литература
Белое море	-	4.8	Максимова, 1973
Балтийское море	130	50	Максимова, 1973
Чёрное море (в среднем)	112	46.5	Сорокин, 1964
Азовское море	200-300	76.17	Кондратьева, Финенко, 1971
Каспийское море	277	100	Дацко, 1959
Аральское море	-	0.05	Максимова, 1973
Средиземное море	40-60	-	Кондратьева, Финенко, 1971
Красное море	200	90	Кондратьева, Финенко, 1971
Шельф Перу	1710-2200	-	Ведерников, Стародубцев, 1971
Залив Уолфиш	2700	-	Радхакришна, 1969

2. Нет основания считать Баженовское море бассейном с высокой продуктивностью водной среды. По-видимому, было бы правильнее отнести его к низкопродуктивным, но с весьма благоприятными условиями захоронения и фоссилизации в осадке ОВ, способствующими накоплению и сохранению липидных и липоидных компонентов ОВ. А причиной высокого содержания в породе рассеянного ОВ являлись превосходные условия его консервации: постоянное присутствие в осадке и придонных слоях воды сильного сероводородно-углекислотного заражения, а также наличие хотя и слабого, но постоянного радиоактивного излучения, образующегося при распаде атомов урана, который находится в рассеянном состоянии в породах баженовской свиты. Все эти условия в значительной степени припятствовали размножению

большинства бактерий, разрушающих белково-углеводную часть выпавших на дно остатков фито- и зоопланктона.

3. Накопление минеральной части волжских отложений в центральной халистазической части бассейна Широкого Приобья происходило в основном за счет эоловых поступлений и в зависимости от глубины моря хемогенных (карбонатно-кремнистых) осадков. Местами значительные объемы пород образовались за счет кремниевых скелетов радиолярий, диатомовых водорослей и других организмов.

4. В центральной халистазической части Баженовского моря существовали отмели, мелководные банки, а также низкие острова. Максимальная глубина его не превышала 200 м, но в основном она находилась в пределах 20-50 м.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д., Богдосарян Г.П., Боровиков Л.И. и др. Геохимическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лаборатории СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных // Абсолютный возраст геологических формаций. М.-Л.: Наука, 1964. С. 287-324.
2. Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Ромашкевич Е.А. Органическое вещество взвесей и донных осадков морей и океанов // Органическое вещество современных ископаемых осадков. М.: Наука, 1971. С. 35-104.
3. Бордовский О.К. Накопление и преобразование органического вещества в морских осадках. М.: Недра, 1964. 128 с.
4. Бочкарев В.С. Палеобатиметрические условия формирования ачимовской толщи Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 1999. № 5. С. 23-27.
5. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 440 с.
6. Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
7. Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 557 с.
8. Скопинцев Б.А. О скорости разложения органического вещества отмершего планктона // Тр. Всесоюз. гидробиологического об-ва, 1949. Т. 1. С. 34-43.