

О ГЛУБИНАХ БАЖЕНОВСКОГО И НЕОКОМСКОГО МОРЕЙ И МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕОКОМСКИХ КЛИНОФОРМ

В.А. Волков (АУ «Научно-аналитический центр рационального недропользования им. В.И. Шпилемана»)

Клиноформная модель строения неокомских отложений Западной Сибири в настоящее время разделяется большинством геологов. Однако в вопросе о механизме и палеогеографических условиях формирования этих отложений существует большой разброс мнений. За 35-летний период развития модели сформировались также определенные стереотипы, некоторые из которых, как представляется, требуют обсуждения и пересмотра.

Глубины баженовского и неокомского морей часто определяются величинами, превышающими 600-800 м и более. При описании строения клиноформной части разреза говорится о шельфовых, склоновых и (относительно) глубоководных фациях, бровках шельфа, конусах выноса, лавинной седиментации и т.п. Верхняя, средняя и нижняя части клиноформы имеют названия: ундаформа, ортоклиноформа и фондоформа. Эти названия были применены Дж. Ричем в 1951 г. для различия фациальных обстановок шельфа, континентального склона и подножия склона. Ключевое слово здесь — «континентальный»: именно для рубежа континент-океан были разработаны седиментационные модели, включающие понятия трактов высокого и низкого стояния уровня моря, глубоководных конусов выноса и т.д.

Основание (подножие) континентального склона современных океанов находится на глубине 4-5 км, углы наклона склона составляют в среднем около 4°, нередко 15-20° [9]. Неокомские отложения Западной Сибири сформированы явно в других условиях. В течение ранней и средней юры происходили интенсивные процессы денудации выступов и заравнивания рельефа доюрского основания, только в позднеюрское время мелководный васюганский морской бассейн занял большую часть территории. Нет веских оснований считать, что уже в волжское время бассейн стал глубоководным.

Если это так, и глубина его в баженовское время составляла 600-800 м, то из этого следует необходимость признания очень резкого изменения темпа погружения: относительно низкий темп (20 м за миллион лет) в ранней и средней юре должен был смениться на очень высокий (не менее 100-150 м за миллион лет) в волжское время, а затем снова на вполне умеренный (20 м за миллион лет) в неокоме. С такими катастрофическими изменениями трудно согласиться.

Для модели баженовского моря Западной Сибири, предполагающей наличие относительно глубоководной центральной части, форма дна современного арктического океана, отличающегося широкими шельфами (особенно со стороны Евразии), относительно узкими, изрезанными каньонами, океаническими склонами и обширными глубоководными плато, может служить, по нашему мнению, приемлемой аналогией. Правда, с некоторыми оговорками.

Во-первых, относительно глубоководные впадины в Западной Сибири, скорее всего, существовали только в районе Большехетской впадины и севернее Мессояхского порога. Во-вторых, баженовский морской бассейн имел площадь более 2.5 млн км², что сопоставимо с площадью крупнейших современных морей, но не сопоставимо с площадями океанов, наименьший из которых – Северный Ледовитый – занимает 14.7 млн км², что превосходит площадь баженовского моря в 5-6 раз. В-третьих, глубины эпиконтинентального бассейна даже в относительно глубоководных впадинах, конечно, не могли достигать океанских и вряд ли превышали 600-800 м.

На самом деле, целесообразно выразиться определеннее: в качестве аналогии баженовского моря лучше рассматривать Карское море или Восточно-Сибирское, первое из которых имеет глубины (за исключением желобов) до 100 м, а второе – до 200 м при площади порядка 900 тыс. км² каждое.

Если нет больших глубин, то понятия шельфа, его кромки, континентального склона и т.д. становятся не вполне адекватными.

Скорость седиментации в неокомском бассейне Западной Сибири не превышает в среднем 3 см за 1000 лет, т.е. не может считаться лавинной. Согласно классификации автора термина «лавиная седиментация» А.П. Лисицына [9], к таковой относятся участки быстрого (10-100 см/1000 лет) и сверхбыстрого (> 1000 Б) осадконакопления. Выдвижение береговой линии неокомского моря происходило в среднем со скоростью 20 м за 1000 лет (всего 2 см в год!), тогда как выдвижение дельты Миссисипи достигает 100 м в год. Процессы седиментации в неокомском бассейне Западной Сибири (по крайней мере, в Широтном Приобье) можно считать ускоренными, но не более того.

Рассмотрим оценки глубины баженовского моря. Многие исследователи (см. обзор [5]) придерживаются точки зрения об относительно глубоководных (400-600 метров и более) условиях накопления баженовских осадков и даже больших глубинах (800 м) бассейна при накоплении неокомских клиноформ. Приведем несколько характерных примеров.

На палеогеографической карте Западной Сибири в волжском веке, под редакцией А.Э. Конторовича [10], в центральной части провинции показаны глубины моря 200-400 м, но на территории Фроловской мегавпадины и южнее, и юго-восточнее Нижневартовского свода глубины баженовского моря превышали, по мнению авторов, 600 м. В работе [8] А.Э. Конторович с соавторами приводит карту глубин волжского моря, из которой следует, что глубины более 400 м существовали только в районах Большехетской и Карской впадин. На остальной территории провинции глубины составляли 100-200 или 200-400 метров, уменьшаясь к бортам до 25-100 и 0-25 метров. Таким образом, специалисты СО РАН понизили оценку глубины баженовского моря до 200-400 м на большей части площади его распространения.

На палеобатиметрической схеме Западно-Сибирского бассейна, предложенной В.С. Бочкаревым с соавторами [2], в центральной части бассейна (в области накопления сильно обогащенных Сорг пород баженовской свиты) глубины составляют 200-500 м. Схема построена по результатам расчетов палеоглубин дна бассейна, основанных на спорных постулатах. Главный из них – постоянство темпа прогибания дна бассейна на временном интервале между двумя так называемыми нуль-уровнями моря – рубежами смены континентального режима осадконакопления на морской и наоборот.

Темп прогибания численно равен толщине накопившихся за этот период осадков, отнесенной к единице абсолютного времени (1 млн лет). Глубина дна бассейна на время формирования любой промежуточной границы равна разнице между расчетной

глубиной погружения бассейна (темп прогибания $\times$ время от нижнего нуль-уровня до искомой границы) и фактической мощностью накопившихся за это время отложений.

Спорность постулатов заключается в следующем. Толщина накопившихся осадков считается равной величине прогибания дна бассейна, следовательно, не учитываются эвстатические колебания уровня моря, возможные перерывы в осадконакоплении, толщины эродированных отложений. Кроме того, если считать, что прогибание Западно-Сибирского бассейна происходило под действием глобальных причин (типа остывания гигантского мантийного плюма и эклогитизации базальтов), то интервал времени условного постоянства темпа прогибания должен быть на порядок больше.

В работе [6] В.Т. Девятков с соавторами приводит палеогеографическую схему Сибири в баженовское время. Конфигурация палеогеографических областей весьма характерная: большая часть Западно-Сибирского бассейна занята мелководными акваториями верхней (0–20 м) и средней литорали (20–80 м); глубина моря в зоне формирования углеродистых пород не определена, но, судя по глубинам обрамления, не предполагается значительной; сама эта зона в южной части бассейна похожа на аналогичные схемы в работах [2, 10, 8], но в северной части зона распространяется до Мессояхского порога и севернее порога, в западную часть Ямальского полуострова.

Другой существенный аспект этой работы заключается в отражении на схеме слабой выраженности окружающих бассейн денудационных областей: на западе — архипелаги, островная суша и подводные возвышенности; на востоке и юго-востоке возвышенности и нагорья, и только далеко на юго-востоке и севернее Подкаменной Тунгуски — средние и низкие горы, вследствие чего вблизи Сибирской платформы в бассейне имелись дельтовые обстановки.

Многие исследователи [5, 11] считают, что баженовское море было мелководным, его глубины не превышали 200 м, составляя на большей части акватории 50–100 м.

Серьезные аргументы в пользу этой точки зрения приводит А.С. Фомичев [11]: наблюдаемая часто литологическая изменчивость пород баженовской свиты на коротких расстояниях не характерна для глубоководных образований; наличие прослоев, обогащенных чешуей и костными остатками рыб, раковин пелеципод может означать периодически возникающие мелководные условия: прослой белого кальцита (толщиной до 2 см), встречающиеся между слоями битуминозных пород, по аналогии с осаднением карбонатов в современных морях могут интерпретироваться как следствие образования кристаллов арагонита в хорошо прогретой ($>25^{\circ}\text{C}$) воде на глубинах 10–25 м: кремневые остатки диатомовых водорослей присутствуют в баженовской свите в больших количествах, а в аридном климате они растворяются в океанской воде, не достигая глубины 100 м. Эти доводы позволяют А.С. Фомичеву сделать вывод о преобладающих глубинах баженовского моря не более 200 м, а на крупных унаследованных структурах всего 20–50 м.

Аргументы сторонников мелководности баженовского бассейна, а, следовательно — по крайней мере в начале и неокомского, представляются более весомыми. Но могли ли в мелководном бассейне сформироваться неокомские клиноформы? В работе [4] предложен механизм формирования мелководных клиноформ, в этой статье некоторые аспекты механизма будут рассмотрены подробнее.

На рис. 1 показано несколько сечений клиноформ $\text{БВ}_\text{к}$, $\text{БВ}_\text{в}$, $\text{БВ}_\text{д}$, БС_{12} (с востока на запад) в северной части Юганской мегавпадины. Реальные углы наклона границ неокомских клиноформных резервуаров так малы (как правило, меньше одного градуса), что отобразить строение этой части разреза в неискаженном масштабе не

представляется возможным. Соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1 к 10: вертикальный масштаб 1:70000, горизонтальный — 1:700 000. Восточные границы клиноформ на рисунке не показаны. Рисунок хорошо иллюстрирует **отсутствие структурного изгиба не только консолидированного фундамента, но и подстилающих клиноформы отложений чехла**: не видно шельфа, склона и (пусть относительно) глубоководной равнины.

Клиноформный профиль создается естественным образом отложениями подстилающей и формирующейся клиноформы. Даже при искаженных масштабах на разрезах видно, что границы клиноформных резервуаров опускаются в направлении центра бассейна под практически постоянным углом, который увеличивается не на «кромке шельфа», а на участке нарастания дефицита осадочного материала.

Особенно хорошо это видно на верхнем и нижнем разрезах, на двух других разрезах заметны два изменения угла каждой клиноформы: один тяготеет к ее дистальной части, второй — к началу склона предшествующей клиноформы. Разрезы такого типа сформированы, по-видимому, в условиях привноса осадочного материала в объемах, не достаточных для полного заравнивания рельефа, образованного предыдущей клиноформой.

Рассмотрим модельный пример формирования клиноформного тела при отсутствии континентального склона (рис. 2). Допустим, что в мелководном бассейне дно слабо наклонено от берега к центру (всего 1-2 м на км) на расстояние, скажем, 75-150 км от берега, а затем выполаживается на глубине 200 м.

Допустим также, что в бассейн поступает терригенный материал в определенном количестве. Если в бассейне средний базис штормовых волн (глубина волновой эрозии донных отложений) составляет 40-50 м, то на расстоянии 20-50 км от берега (т.е. до глубины 40-50 м) накопление осадков будет определяться воздействием волн, в том числе штормовых.

В работах седиментологов [7, 12, 13], изучающих процессы осадконакопления в современных бассейнах, рассматриваются две модели седиментации, аналоги которых могли обеспечить боковое заполнение неокомского бассейна Западной Сибири: побережья мелководных морей с терригенной седиментацией и выдвижение дельты в бассейн с преобладанием волновых процессов. Для обеих моделей характерна тенденция увеличения тонкозернистости осадков от береговой линии в направлении бассейна. Независимо от источника осадочного материала — абразия побережья или транспортировка реками — существенными являются два момента: мелководность бассейна и ведущая роль бассейновых процессов (в первую очередь, волновых) в перераспределении поступающего терригенного материала. Чистая дельтовая модель представляется маловероятной с учетом большой протяженности, субпараллельности и слабой изрезанности границ клиноформ. Также маловероятно выдвижение побережья на сотни километров вглубь бассейна без участия мощных речных систем. Скорее всего, следует предполагать комбинацию механизмов — привнос осадков реками и их перераспределение бассейновыми процессами.

Большая часть твердого стока равнинных рек представлена глинами (например, в стоке р. Миссисипи 70% глин, 28% алевролитов и 2% песка [12]). Этот тонкозернистый осадок во время штормов в первую очередь подвергается взмучиванию и перетолжению. Представляется, что эти глинистые разности в конечном итоге должны концентрироваться на участках дна, расположенных ниже базиса штормовых волн, т.е., в нашем примере, ниже 40-50 м глубины моря. Это означает, что на этой глубине

и ниже осадки образуют более пологую в сравнении с уклоном дна поверхность (в пределе, субгоризонтальную), которая в направлении моря сменяется более крутым уклоном, естественный угол которого обусловлен соотношением объема осадков, их размерности, интенсивности взмучивания, наличием и скоростями течений и другими факторами. В неокомских отложениях Западной Сибири этот уклон составляет обычно 20 м на 1 км. В зоне, подверженной действию штормовых волн, скорость накопления осадков соответствует скорости погружения дна, а мористее объем аккомодации увеличивается вследствие уклона дна. При отсутствии течений прирост объема аккомодации соответствует разнице между базисом штормовых волн и глубиной дна бассейна. В результате осадки формируют первичное клиноформное тело (рис.2а). Его толщина на расстоянии 20-50 км от берега не очень велика вследствие постоянной штормовой эрозии и составляет условно первые метры или десятки метров, затем увеличивается на 100 м, а еще мористее снижается до 0 м. Углы увеличения и уменьшения толщины клиноформы, помимо перечисленных выше факторов, определяются соотношением скорости погружения дна и интенсивности привноса терригенного материала. Осадки, которые в нашем примере будут отложены в следующем цикле, в качестве основания будут иметь в мористой части более круто наклоненную поверхность, что позволит сформировать еще более четко выраженное клиноформное тело. В последующих циклах крутизна уклона основания будет сохранять естественную для указанных выше условий величину.

Допустим теперь, что в нашем примере происходит общее погружение дна бассейна со скоростью 10 см за 1000 лет. Тогда, если погружение продолжалось один миллион лет, толщина клиноформного тела на расстоянии 20-50 км от берега составит около 100 м, далее увеличится до 200 м и еще мористее снизится до 0 м. При этом либо должен увеличиться угол примыкания клиноформы к поверхности дна бассейна, либо увеличиться ее ширина.

Если привнос терригенного материала превышает возможности его переработки волновой деятельностью, а прирост объема аккомодации за счет погружения дна бассейна не компенсирует объемы привноса, то в дополнение к рассмотренным процессам начнется выдвигание береговой линии в сторону моря (рис.2б). При стабильном уровне моря профиль дна сохранится, но сместится от берега. При этом грубозернистые (песчаные) осадки, накапливающиеся в прибрежной зоне, образуют линзы, наклоненные в сторону моря под углом склона. Аккреция линз, формируемых при наступлении побережья, образует щитообразные песчаные тела ундаформы. В неокомских клиноформах Западной Сибири эта часть разреза обычно называется шельфовой, в предлагаемой схеме «шельфовые» отложения образуются фациями ближнего шельфа (пляжа, предфронтальной и переходной зон) и барами дальней зоны. От соотношения скорости погружения дна бассейна и изменения уровня моря зависит угол наклона слоев ундаформы.

Таким образом, сконструированный модельный пример показывает, что формирование клиноформных тел может происходить в мелководных бассейнах. Роль, которую в глубоководных морях играет бровка шельфа, в таких бассейнах распределяется между изобатой, соответствующей базису штормовых волн, и кромкой склона накапливающихся осадков. Ниже уровня воздействия штормовых волн накапливаются осадки преимущественно пелитовой размерности, их мощность на этом уровне начинает увеличиваться, достигая максимума вблизи кромки склона, которая часто располагается в районе мористой границы предыдущего слоя.

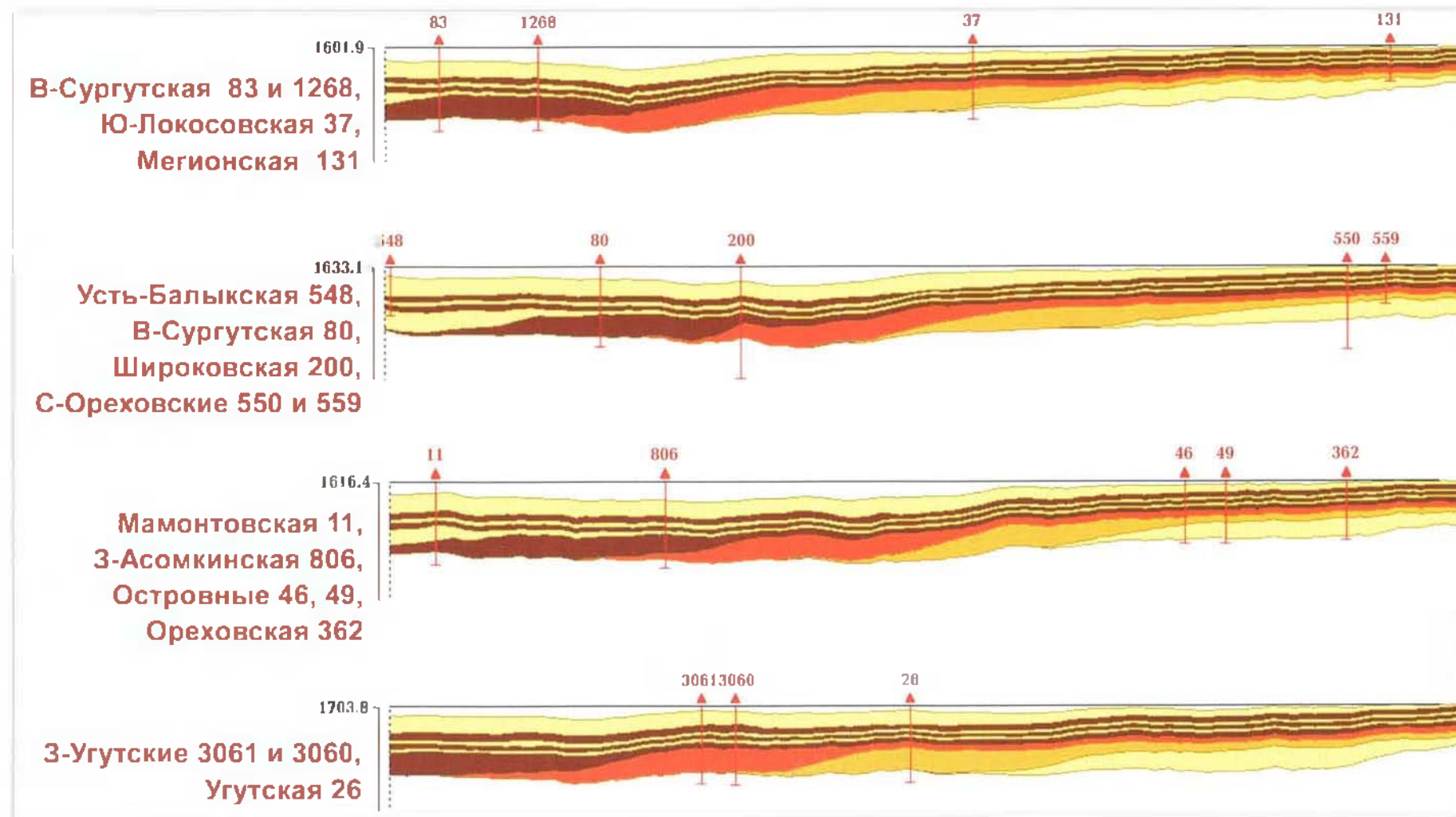


Рис. 1. Разрезы через клиноформные резервуары (с востока на запад) BV_x, BV_y, BV_z, BC₁₁ (Масштабы: горизонтальный 1:700 000, вертикальный 1:70 000)

Западной Сибири. Заметим, что скорость погружения дна в Нидерландах в голоцене достигает 250 см за 1000 лет!

В случаях, когда рассмотренные процессы протекают длительное время (неокомские клиноформы Западной Сибири формировались около 20–30 миллионов лет), на них накладываются эвстатические колебания уровня моря. При понижениях уровня часть накопившихся осадков, расположенная выше нового базиса штормовых волн, должна размываться и переотлагаться ниже базиса, формируя осадки тракта низкого стояния. При повышении уровня моря накопившиеся отложения должны перекрываться иловыми осадками дальней зоны и открытого моря. В неокомских клиноформах Западной Сибири таким периодам отвечают трансгрессивные глинистые пачки, перекрывающие клиноформные резервуары. Эти глинистые пачки могут предваряться в разрезе покровными песчаными пластами — базальными пластами соответствующих трансгрессий. В работе [13] приведен пример такого регрессивно-трансгрессивного формирования песчаников Галлап внутри глинистой толщи Манкос: нижняя часть линз песков береговой зоны перекрыта (с несогласием) трансгрессивными барами дальней зоны, которыми сформирован почти непрерывный покровный пласт шириной более 40 км.

Согласно П.Р. Вейлу с соавторами [3], в поздней юре и неокоме имели место следующие относительные изменения уровня моря (рис. 3): в оксфорде и кимеридже был подъем уровня с 20 до 100 м (относительно современного), на рубеже волжского века уровень понизился до –20 м, в волжское время вновь вырос до 100 м, в берриасе снизился примерно на 20 м и на рубеже валанжина упал до –50 м, за валанжинский век поднялся до +50 м, слегка понизился на рубеже готерива, поднялся в готериве до 100 м и к середине апта до 150 м. Максимальный размах колебаний уровня составил за все время не более 200 м, причем основной тренд — повышение уровня. Следовательно, боковое заполнение неокомского морского бассейна Западной Сибири, сопровождавшееся регрессией моря, осуществлялось вопреки глобальной трансгрессии. Поскольку толщина клиноформной части разреза достигает 800–1000 м, суммарную величину тектонического погружения дна бассейна за неокомское время можно оценить в 600–800 м.

Погружение дна, вероятно, было обусловлено (по крайней мере частично, на фоне общего погружения) изостатической компенсацией накапливающихся осадков, причем территория вовлекалась в компенсационное погружение постепенно, синхронизированно с заполнением бассейна (рис. 26). После смещения волны изостатического прогибания западнее накопившейся клиноформы видимый угол наклона ее слоев к баженовским отложениям должен увеличиться. Размер этого увеличения оценить можно — он должен зависеть от соотношения скорости выдвижения береговой линии и величин общего тектонического погружения и изостатического прогибания. Эти величины определяются приблизительно — если темп тектонического погружения оценивается в 20 м за 1 миллион лет, то на изостатическое прогибание остается 200–400 м, т.е. 10–20 м за миллион лет. Следовательно, изменение угла наклона оценивается величиной порядка 1 м на 1 км.

Рассмотренные механизмы не объясняют формирование песчано-алевролитовых тел в ачимовской толще. Точнее, объясняют частично. При понижениях уровня моря за счет размыва накопившихся отложений может увеличиваться объем выносимых в бассейн осадков и доля песчано-алевритовой составляющей в отложениях тракта низкого стояния уровня моря. Однако эвстатические колебания более высоких порядков, нежели приведенные, обладают меньшей амплитудой и, скорее всего, недостаточной частотой, чтобы признать их единственным фактором формирования ачимовской толщи. Точно так же оползневые процессы, характерные длядвигающихся дельт,

вряд ли могут обеспечивать полностью накопление ачимовских отложений. Для объяснения образования ачимовской толщи нужны более регулярные процессы. В работе Т. Эдлота [13] со ссылками на Morton R.A. (1973), Swift D.J.P. с соавторами (1983) и Walker R.J. (1979) приводится механизм переноса осадков ветровыми или геострофическими течениями. При ветровом нагоне вода в прибрежной части ведет себя как двухслойная циркуляционная система, в которой движимые ветром поверхностные воды двигаются к суше, а придонные — от берега. При таком механизме донные течения обладают максимальной скоростью во время шторма, и транспортировка осадка осуществляется штормовыми волнами. Максимальная интенсивность транспортировки достигается в каналах разрывных течений, вследствие чего отложение осадка происходит в устье каналов разрывных течений или вне их на открытом шельфе. Согласно [13, стр. 196–197] «дополнительным механизмом транспортировки и отложения осадков в дальней зоне побережья являются турбидитные потоки большой плотности, которые развиваются от вызванных штормом течений и могут транспортировать и отлагать осадок значительно ниже базиса штормовых волн».

Ветровое воздействие на морской бассейн осуществляется постоянно, сильные штормы также случаются регулярно и многократно в течение одного года. В масштабе геологического времени их воздействие можно считать практически постоянным. Поэтому перенос осадков геострофическими течениями в область бассейна, расположенную ниже базиса штормовых волн, хорошо объясняет формирование ачимовских отложений Западной Сибири, в том числе все разнообразие их текстур от массивных до флюидалных.

В заключение приведем оценку глубины неокомского бассейна. С одной стороны, максимальные общие толщины клиноформ составляют примерно 350 м, из них не менее 100 м обеспечены погружением дна, следовательно, глубина бассейна ниже базиса штормовых волн около 250 м. К этому необходимо прибавить глубину воздействия штормовых волн. В рассмотренном примере использовалась известная по литературным данным глубина воздействия — до 50 м. Следовательно, средняя глубина неокомского бассейна составляла не более 300 м.

С другой стороны, высота кромки склона (рис.4) над баженовским основанием в зоне увеличения угла наклона клиноформ изменяется с востока на запад от 220–260 м (БВ₁₅, БВ_{11–14}, БВ₁₀, БВ_{8–9}) до 300–330 м (БВ_{6–7}, БВ_{4–5}, БС₁₂, БС₁₁, БС₁₀, БС_{8–9}) и до 390–460 м (БС_{6–7}, БС_{1–5}, АС_{10–12}, АС_{7–9}). Это 250-метровое увеличение высоты кромки склона складывается из двух составляющих: разницы в глубинах дна моря в районах Александровского мегавала и Фроловской мегавпадины в начале неокома и величины погружения дна за неокомское время. Поскольку за неокомский период эвстатический подъем уровня моря составил 150 м, то на углубление рельефа баженовских отложений остается 100 м. Таким образом, если в районе Александровского мегавала глубина моря (ниже штормового базиса) в начале неокома была порядка 100 м, то во Фроловской мегавпадине она составляла 200 м, а ко времени формирования клиноформных резервуаров БС_{1–5}, АС_{10–12} превысила 350 м. Эти оценки необходимо увеличить на 50 м — глубину базиса штормовых волн.

Кстати, если из расчетных глубин баженовского моря, полученных В.С. Бочкаревым с соавторами, вычесть величину эвстатического подъема уровня моря за неокомское время, то оценки глубин становятся значительно реалистичнее: 100–250 м на большей части территории, 250–350 м в области оси прогибания бассейна и только севернее Мессояхской гряды превышают 500 м.

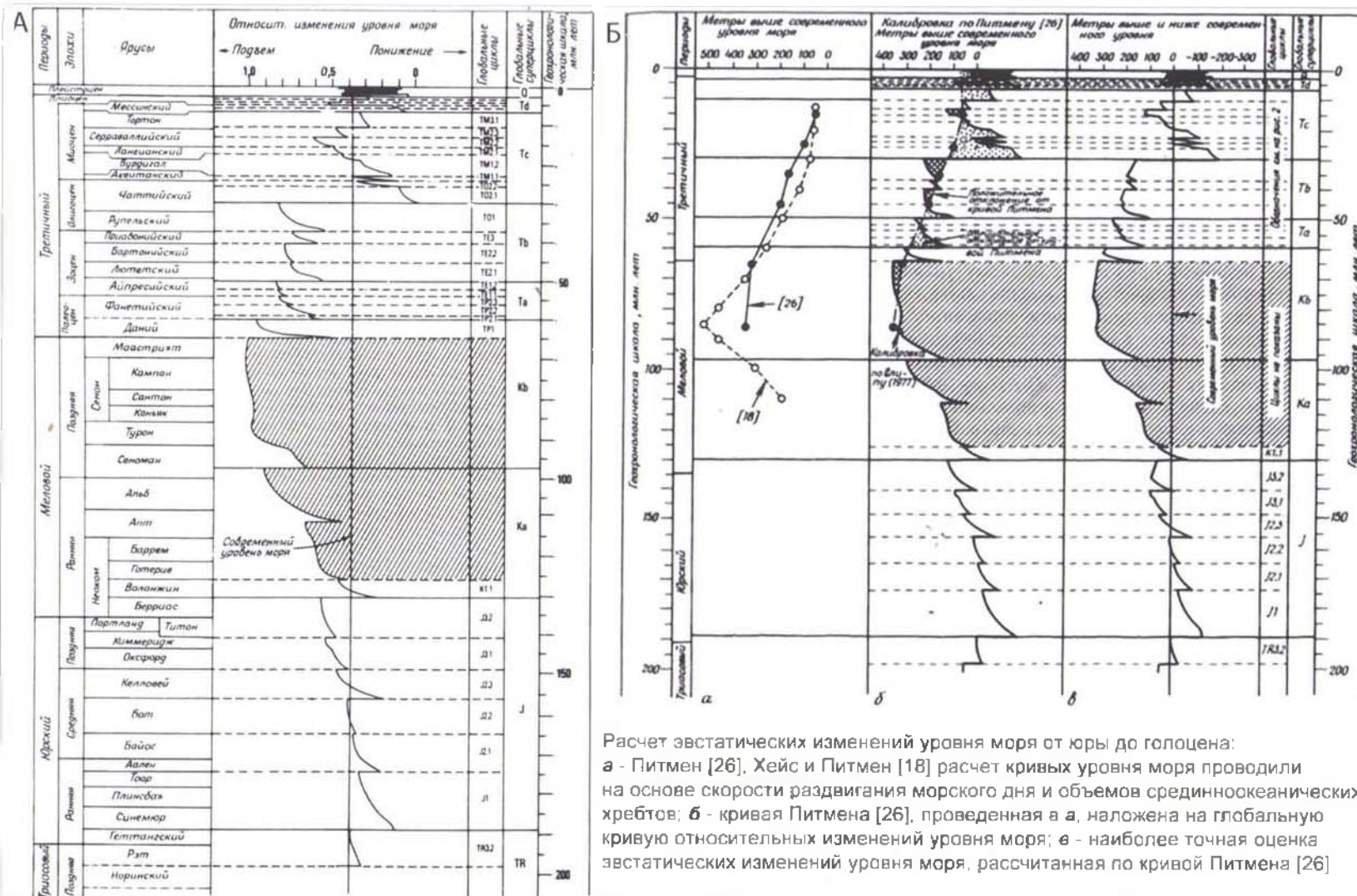


Рис.3. Глобальные циклы эвстатических колебаний уровня моря (П. Ветц, Р. Митчем и др. [3]):
а) глобальные циклы, б) расчет эвстатических изменений уровня моря от юры до голоцена

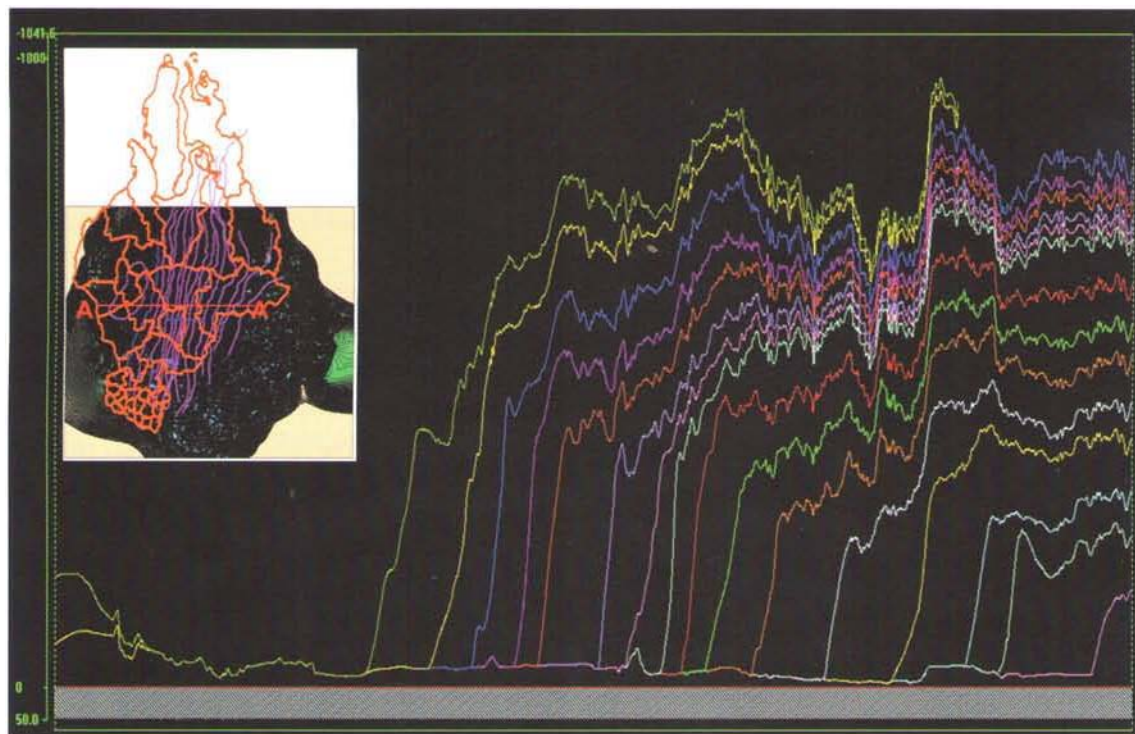


Рис. 4. Изменение высоты кромки склона клиноформ от BV_{11} до AC_{79} над баженовским основанием (разрез через цифровую модель осадочного чехла по линии А-А)

Подводя итоги, сформулируем ключевые моменты:

— баженовское море не было глубоким. Восточнее Александровского мегавала его глубина составляла примерно 100–150 м, в районе Фроловской мегавпадины порядка 200–250 м, причем последние цифры соответствуют концу баженовского времени;

— именно в таких условиях началось формирование неомских клиноформ, обусловленное наступлением побережья мелководного моря вследствие перераспределения волновыми процессами терригенного материала, поставляемого мощными дельтовыми системами. Распределение фаций во время накопления каждого клиноформного резервуара контролировалось базисами спокойных и штормовых волн. В прибрежной зоне накапливался более грубообломочный материал, мористее переслаивание алеврито-песчаных разностей, глубже базиса штормовых волн концентрировался материал преимущественно пелитовой размерности;

— клиновидная форма первых клиноформных слоев обусловлена дефицитом осадочного материала, выносимого на пологий склон и дно мелководного бассейна глубже базиса штормовых волн. Вследствие дефицита на определенном расстоянии от берега материала не хватает для формирования осадочного слоя постоянной толщины, и слой становится тоньше. Следующий слой отлагался уже на склон, имеющий клиноформный перегиб. Таким образом, клиноформа — это имманентное свойство отложений, накапливающихся в условиях бокового заполнения бассейна;

— ключевая роль в формировании ачимовских отложений принадлежит геострофическим течениям, обеспечивающим вынос эродируемых штормами отложений, в том числе песчано-алевролитовых, в относительно глубокие области, расположенные

глубже зоны воздействия штормов. Воздействие эвстатических понижений уровня моря и участие оползневых процессов, разумеется, не исключается;

— средняя глубина неокомского моря составляла, по-видимому, порядка 300 м. К концу неокома его глубина в области накопления клиноформных резервуаров БС₁₋₃, АС₁₀₋₁₂ достигала 400 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас «Геологическое строение и нефтегазоносность неокомского комплекса Ханты-Мансийского автономного округа-Югры». / Под ред. А.В. Шпильмана, Г.П. Мясниковой, Г.И. Плавника. — Екатеринбург: ИздатНаукаСервис, 2007. — 191 с.
2. Бочкарев В.С., Федоров Ю.Н., Конева Т.Н. Палеобатиметрия Западно-Сибирского бассейна на конец времени накопления баженовской свиты. — Труды ЗапСибНИГНИ. 1985.
3. Вейл П.Р., Митчем Р.М. мл., Тодд Р.Г. и др. Сейсмостратиграфия и глобальные изменения уровня моря. В кн. Сейсмическая стратиграфия: В 2-х т. — Т. 1: Пер. с англ./Под ред. Ч.Пейтона, М.: Мир, 1982. — 376с.
4. Волков В.А. К вопросу о механизме образования неокомских клиноформ Западной Сибири. // Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа-Югры. — 2013. — №26. — с.15-21.
5. Гурари Ф.Г. Строение и условия образования клиноформ неокомских отложений Западной Сибири (история становления представлений). — СНИИГГиМС. — Новосибирск, 2003. — с.140.
6. Девятая В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек.// Новости палеонтологии и стратиграфии. — 2011. — вып. 16-17. — с. 87-101. Приложение к журналу «Геология и геофизика», т. 52.
7. Джонсон Г.Д., Болдуин К.Т. Мелководные моря с терригенной седиментацией. В кн. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 1: Пер. с англ./Под ред. Х.Рединга. М.: Мир, 1990. — 352 с.
8. Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде.//Геология и геофизика. — 2013. — т.54. — №8. — с. 972-1012.
9. Лисицын А.П. Закономерности осадкообразования в областях быстрого и сверхбыстрого осадконакопления (лавинной седиментации) в связи с образованием нефти и газа в Мировом океане.//Геология и геофизика. — 2009. — т.50. — №4. — с. 373-400.
10. Палеогеографическая карта волжского яруса Западной Сибири. По данным СНИИГГиМС, ИГиГ СО РАН, ВНИГРИ, под редакцией А.Э. Конторовича /GeoMark Research, Inc. / Tairus-Oil. /Тюменская Центральная лаборатория. — 1990.
11. Фомичёв А.С. Глубина и биопродуктивность баженовского моря.//Горные ведомости. — 2006. — №5. — с. 20-25.
12. Эллиот Т. Дельты. В кн. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 1: Пер. с англ./Под ред. Х.Рединга. М.: Мир, 1990. — 352 с.
13. Эллиот Т. Побережья с терригенной седиментацией. В кн. Обстановки осадконакопления и фации: В 2-х т. Т. 1: Пер. с англ./Под ред. Х.Рединга. М.: Мир, 1990. — 352 с.