

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.762, 551.763.1, 552.578.3, 551.435.627, 548.562, 551.86

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ НЕОКОМА, ГАЗОГИДРАТНАЯ ЦЕМЕНТАЦИЯ ОСАДКОВ
И АНОМАЛЬНЫЕ РАЗРЕЗЫ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.Ф. Гришкевич

ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг», филиал «КогалымНИПИНефть»,
625000, Тюмень, ул. Республики, 41, Россия

Аномальные разрезы баженовской свиты рассматриваются как результат переработки в неокомское время ранее накопившихся протобаженитов подводными оползнями седиментационного склона. Газогидратная цементация осадков является физическим ограничением их пластических деформаций. По палеогеографическим и палеоокеанологическим реконструкциям оцениваются условия термодинамической стабильности газовых гидратов в протобаженитах. Дается объяснение зон развития аномальных разрезов баженовской свиты по неокомской палеобатиметрии и палеотемпературе глубинных вод Западно-Сибирского осадочного бассейна.

Баженовская свита, аномальный разрез, подводный оползень, палеогеография, палеобатиметрия, газогидратная цементация.

NEOCOMIAN PALEOGEOGRAPHY, GAS HYDRATE CEMENTATION OF SEDIMENTS,
AND ABNORMAL SEQUENCES OF THE BAZHENOV FORMATION (*West Siberia*)

V.F. Grishkevich

Abnormal zones of the Bazhenov Formation originated in the Neocomian as a result of protobazhenite reworking by submarine slide and slump waste wedgings. But gas hydrate (GH) cementation might restrict the rock ability for plastic deformation. The conditions for GH thermodynamic stability in protobazhenites are inferred from reconstructions of paleogeographic and paleo-oceanic environments. Joint analysis of Neocomian marine paleodepths and deep water paleotemperatures provides an explanation of the Bazhenov abnormal-zone extension.

Abnormal zone, submarine slide, paleogeography, paleobathymetry, gas hydrate, cementation, Bazhenov Formation

ВВЕДЕНИЕ

Одними из интереснейших объектов Западно-Сибирского осадочного бассейна являются зоны развития аномальных разрезов баженовской свиты (АРБ) — локальные участки залегания мощных неокомских терригенных осадков, расклинивающих юрские высокоуглеродистые органотерригенные породы баженовской свиты. Аномальные разрезы баженовской свиты бывают двух типов: оползневые (наиболее массовые) и седиментационные — переслаивание углеродистых, низкоуглеродистых и небитуминозных пород в ненарушенном залегании. В данной статье рассматриваются только АРБ, появившиеся в неокомское время за счет мягкопластических деформаций, переработки ранее накопившихся протобаженитов подводными оползнями седиментационного склона, спровоцированными землетрясениями [Нежданов, 2004; Деев и др., 2012; Гришкевич, 2015]. Опубликованы многочисленные фотографии и описания пластических текстур течения и оползневой брекчии бажениитов из зон АРБ [Соколовский, Соколовский, 2002; Гришкевич и др., 2006; и др.], получено биостратиграфическое подтверждение разновозрастности песчаного материала тела внедрения и оползневой брекчии бажениитов [Брадучан и др., 2005].

В 2015 г. была разработана геомеханическая модель образования АРБ (рис. 1) и проведена ее экспериментальная проверка [Гришкевич и др., 2015, 2017]. Приводим краткое изложение этой модели.

ГЕОМЕХАНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ АНОМАЛЬНЫХ РАЗРЕЗОВ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ

Полный цикл формирования отдельной генетически связанной зоны АРБ разделен на шесть стадий. На первой стадии (см. рис. 1, *а*) при наличии на седиментационном склоне линзы песков-пльвунов, перекрытых прочной глинистой покрывкой, землетрясением провоцируется оползень скольжения. Двигаясь вниз по склону, его активный блок прорывает подачимовские глины и верхние слои баженовской свиты, формируя АРБ. Одним из условий такого развития событий является достаточная толщина перекрывающих глин (10 м и более). На этих глубинах глины приобретают прочность, достаточную для передачи механического напряжения, необходимого для разрыва пород, также необходимы достаточная сила землетрясения и высота неустойчивого склона. В результате образуется субвертикальная трещина, повторяющая в плане контур примыкания глинистой покрывки к подачимовской глине.

Динамика дальнейшего развития оползня выглядит следующим образом. Через разрыв пески-пльвуны из ачимовских линз имеют возможность затекать и растекаться под протобаженитами (см. рис. 1, *б, в*). Песчано-глинистая пульпа подвижного песка-пльвуна вытекает вниз по седиментационному склону из-под глинистой покрывки и растекается над нижнебаженовскими силицитно-карбонатными породами, имеющими более высокую объемную плотность около 2 г/см³.

Быстрые процессы гравитационного перемещения пластичных продуктов оползня завершаются на стадии растекания (см. рис. 1, *в*). В результате достигается некоторое равновесное состояние склона, включающее оползневой рубец и конус выноса, выполненный пльвуном, продуктами обрушения и взброшенными баженидами.

Продолжающийся процесс бокового заполнения осадочного бассейна приводит к постепенному залечиванию оползневого рубца, осадки наступающего седиментационного склона начинают перекрывать и нагружать те части конуса выноса, которые включают в себя пластины взброшенных баженидов.

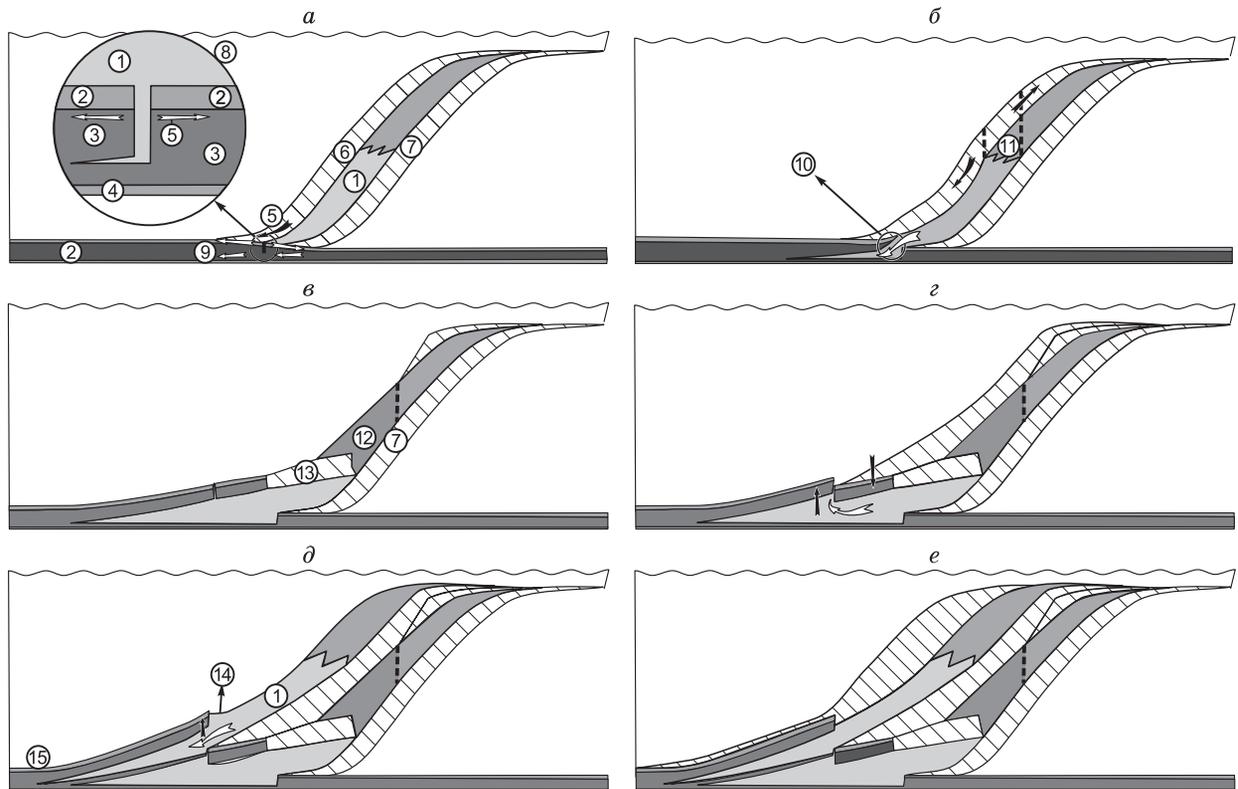


Рис. 1. Геомеханическая модель формирования АРБ.

Стадии: *а* — оползень скольжения, *б* — оползень вытекания, *в* — растекания и растрескивания, *г* — деформаций под неравномерной нагрузкой, *д* — вторичного внедрения, *е* — захоронения. 1 — зыбучий песок, 2 — подачимовские глины, 3 — протобаженит, 4 — георгиевские глины, 5 — напряжение разрыва, 6 — активный блок оползня скольжения (глины), 7 — неподвижное основание оползня, 8 — место и глубина разрыва основания оползня, 9 — направление отжима седиментационных вод баженовских отложений, 10 — зона механического расширения жерла внедрения, 11 — места разрыва и объем обрушения вышележащих пород из-за вытекания опоры, 12 — продукты обрушения и залечивания оползневого рубца, 13 — фрагмент активного блока оползня, 14 — подпор пульпы, 15 — опора пластины.

Основанием этих пластин служат осадки бывшей оползневой пульпы, легко переходящие в пластично-текучее состояние. Даже при незначительных сотрясениях пески-пльвуны из-за неравномерной нагрузки начинают вытекать из-под склона, образуя напорный вал пучения у его основания.

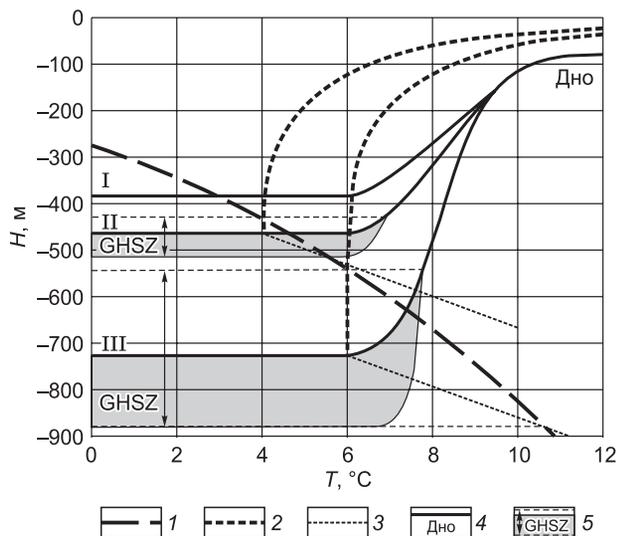
Разгрузка избыточного давления происходит через трещины в пластинах бажениита со смещением ее фрагментов. При этом либо пльвуном вверх выталкивается «пробка» бажениита, либо образуется протяженная взброшенная пластина бажениита с открытой и протяженной боковой поверхностью (см. рис. 1, з). Наличие открытой боковой поверхности протобаженитов, в которую упираются осадки седиментационного склона, означает начало следующей стадии в развитии зоны АРБ — вторичного вскрытия, внедрения и расщепления бажениитов (см. рис. 1, д). По мере поступления осадков такие расщепления происходят многократно, вплоть до полного исчерпания толщины пластины или ее захоронения наступающим седиментационным склоном (см. рис. 1, е).

Для проверки геомеханической модели была проведена серия оригинальных экспериментов по физическому моделированию стадий вытекания, растекания и вторичного внедрения оползня с образованием системы трещин (см. рис. 1, б, в, д). Моделирование проводилось в аквариуме, разделенном на область модели с размерами $40 \times 20 \times 40$ см и бункер для подачи пульпы — $8 \times 20 \times 40$ см, соединенными у дна горизонтальной щелью шириной 5 мм. В качестве модели бажениита был использован плиточный клей на цементной основе, подкрашенный минеральным пигментом, с добавлением пенопластовых шариков для доведения объемной плотности до 1.2 г/см^3 .

ГИПОТЕЗА ГАЗОГИДРАТНОЙ ЦЕМЕНТАЦИИ ОСАДКОВ

Вне экспериментальной проверки осталась первая стадия — оползня скольжения, включающая в себя разрыв подачимовских глин и первичную инъекцию ачимовских песков в протобажениты. Реконструкция геомеханических свойств разреза (таких как объемная плотность и напряжение сдвига) можно оценить возможное поведение осадков при сейсмических событиях, но имеется еще один важный фактор. В современной морской геологии при анализе триггерных механизмов подводных оползней в обязательном порядке учитывается наличие либо отсутствие газогидратной цементации верхнего слоя осадков [Sultan et al., 2011]. С одной стороны, присутствие обильного газогидратного цемента резко увеличивает прочность породы [Макогон, 2003; Uchida et al., 2012], с другой, — разрушение цементирующих газогидратов при эвстатическом понижении уровня моря уменьшает прочность породы, порождает аномальное давление флюидов, что влечет за собой потерю стабильности склона [Berndt et al., 2002]. С этих позиций можно различать два принципиально различных для образования АРБ состояния присклоновых протобаженитов: с отсутствием газогидратной цементации (I — неустойчивый склон со слабым основанием) и неблагоприятное — с ее наличием (III — неустойчивый склон с прочным основанием, рис. 2). В современном Черном море при температуре глубинных вод около 9°C кромкой распространения газогидратного цемента в осадках является изобата -725 м [Naudts et al., 2006]. Попытаемся аналогично проработать неокомский палеобассейн.

А.А. Нежданов отметил закономерность: порождаемые подводными оползнями «зоны АРБ широко развиты в южной половине Западной Сибири и практически не отмечаются в ее северных и арктических районах», где «темпы неокомского осадконакопления были более высокими, чем на юге» [Нежданов, 2004, с. 353]. С наших позиций это может быть связано с углублением неокомского палеобассейна



на север и наличием там термодинамических условий стабильного гидратообразования в донных осадках.

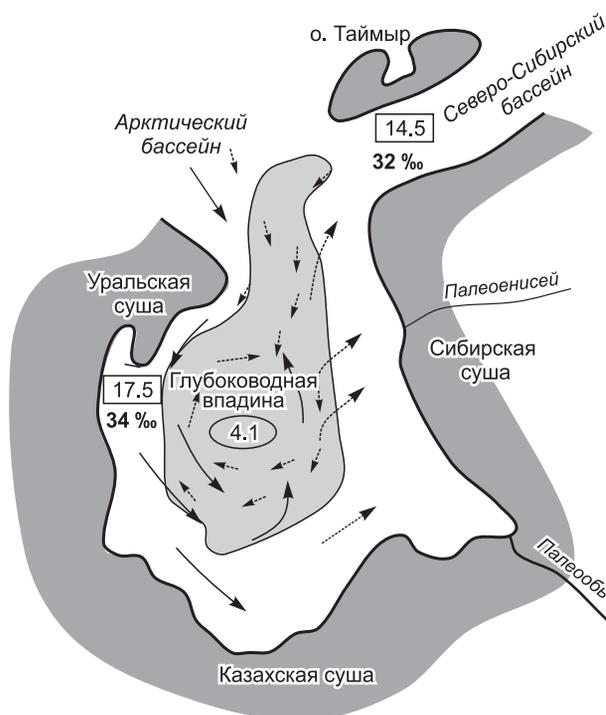
Газогидраты стабильны при определенных термодинамических условиях: при высоких давлениях и низких температурах (см. рис. 2). В морях умеренных широт они формируются в газонасыщенных осадках при глубине моря более 500 м и

Рис. 2. Зона стабильности газогидратов (ЗСГГ = GHSZ) в морских условиях, по [Kvenvolden, McMenamin, 1980; Макогон, 2003] с дополнениями.

1 — равновесная H, T -кривая газогидратов; 2 — профили температуры в морской воде; 3 — геотермальные кривые; 4 — варианты I, II, III профиля дна, 5 — зона стабильности газогидратов в донных осадках.

Рис. 3. Палеогеографическая схема Западно-Сибирского бассейна и смежных бассейнов на севере в баженовское (волжско-берриасское) время.

Предполагаемые течения: теплые (длинные сплошные стрелки) и прохладные (пунктирные стрелки) поверхностные, холодные придонные (короткие стрелки). Затенена халистатическая зона. Сибирская, Казахская, Уральская и Таймырская суши показаны темно-серым цветом. Цифры в прямоугольниках — среднегодовая температура вод пелагиали (°C), по результатам изучения O₁₆¹⁸; в овале — предполагаемая температура придонных глубинных вод; полушарным — абсолютная палеосоленость (‰), вычисленная методом Ракера—Валентайна по раковинам устриц [Захаров, 2006].



температуре придонных вод 4—5 °C [Bohrmann, Torres, 2006]. «Накопление отдельных компонентов природного газа в твердой фазе происходит уже на первых стадиях превращения органического вещества при его биохимическом преобразовании, если этот процесс осуществляется в зоне гидратообразования» [Макогон, 2003, с. 73]. В бедных рассеянным органическим веществом (РОВ) осадках газогидратный цемент формируется только в зонах глубинных газовых эманаций [Chen, 2006]. В богатых РОВ осадках, таких как протобажениты, необходимый для образования газогидратов метан обильно генерируется бактериями, дополнительный приток метана дают газовые эманации снизу [Брадучан и др., 1986; Thießen, 2005; Leipe et al., 2011]. Поэтому для оценки газогидратоносности протобаженитов критичны только палеобатиметрические и палеотемпературные реконструкции неокомского бассейна.

Для Западно-Сибирского бассейна палеонтологическое обоснование «газогидратной» гипотезы было предложено В.А. Захаровым и В.Н. Саксом [Захаров, Сакс, 1983, с. 26—27]: «Бентос псевдоабиссальных впадин был представлен лишь типично арктическими видами бухий и иноцерамов, селившихся также в холодных водах на севере, вблизи палеополюса (на территории Северо-Востока СССР и Аляске). ...скорее всего развитию начальных стадий теплолюбивых видов моллюсков и брахиопод препятствовали холодные придонные воды. Низкие температуры поровых вод на стадии уплотнения осадков могли способствовать образованию газогидратов в отложениях битуминозных глин. Предполагаемые нами глубины бассейна в псевдоабиссальных его частях (до 500 м) также согласуются с экспериментальными данными по преобразованию метана и других газов в газогидраты». В более поздней работе [Захаров, 2006] приводится предположительная оценка температуры придонных вод баженовского палеоморя +4 °C, основанная на анализе бентосного комплекса организмов (рис. 3).

Добавим, что для берриас-валанжинских псевдоабиссальных отложений (подачимовских глин и ачимовской толщи) характерен тот же арктический бентосный комплекс биот, теплолюбивые виды моллюсков в отложениях этого возраста зафиксированы только в периферических частях осадочного бассейна на мелководье [Условия..., 1979].

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ НЕОКОМА

Известно, что прямых методов замера палеотемператур не существует. Палеоклимат оценивается путем построения моделей возможного прошлого на основе известных законов материального мира и предполагаемых причинно-следственных связей в больших системах. Кроме того, что планета Земля, действительно, очень большая система, проблема усугубляется фрагментарностью и принципиальной неполнотой каменной летописи, а также многовариантностью интерпретаций и концептуальных моделей.

Во время верхнеюрско-неокомской трансгрессии Западно-Сибирский бассейн являлся полузамкнутым заливом (semi-closed bay) Бореального палеоарктического океана (Борея) (рис. 4). Центральная глубоководная впадина Борея как область растяжения и наращивания океанической коры появилась в юрское время (200 млн лет назад [Alvey et al., 2008; Shephard et al., 2013]). В интересующее нас «баженовское» и «ачимовское» время (титон—ранний готерив) эта впадина не имела постоянной глубоководной циркуляции с другими участками Мирового океана, так как соединялась с ними только через мелководные эпиконтинентальные моря и проливы (см. рис. 4) [Условия..., 1979; Mutterlose et al., 2003;

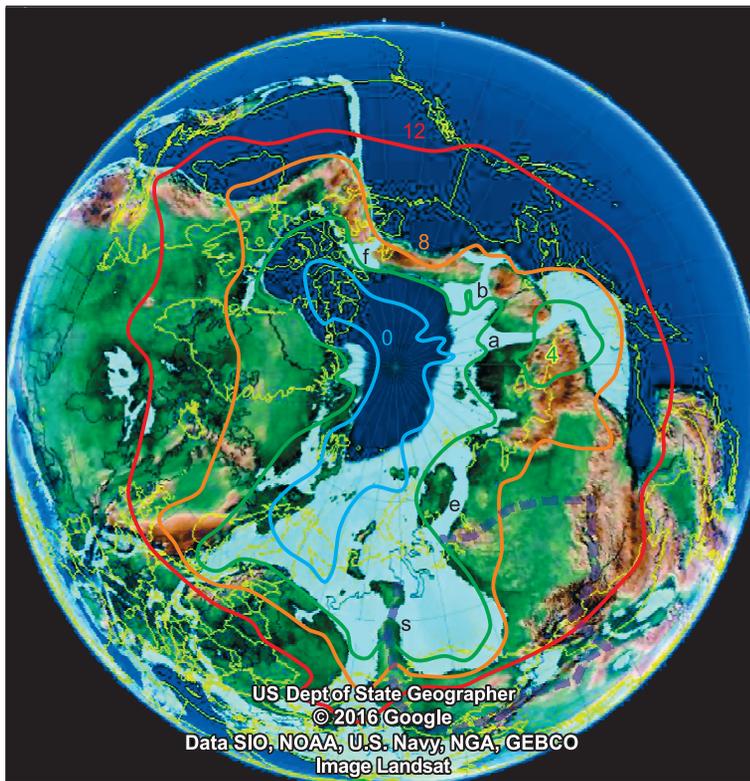


Рис. 4. Палеогеографическая реконструкция берриасского времени по [Scottese, 2016] с уточнениями.

Межостровные проливы, по [Барабошкин, 2007]: *s* — Сосвинский, *e* — Енисей-Хатангский, *a* — Аноийский, *b* — Беренгово-Аляскинский, *f* — Бофорта. Нанесены изотермы среднегодовых температур (°C, цветные линии) и контур водосбора Западно-Сибирского залива (фиолетовая штриховая линия).

Барабошкин, 2007]. Но именно мелководные моря, обрамляющие центральную впадину, благодаря своему субарктическому расположению, являлись зонами генерации глубинных вод того времени. В относительно замкнутом бассейне охлажденные воды скатывались в центральную впадину, не покидая субполярную зону, поэтому температуры глубинных вод Борея были существенно ниже, чем в других частях позднеюрского и раннемелового океана. Низкие температуры явились причиной развития эндемичного бореального биоценоза.

Таким образом, в палеорекострукции, по [Scotese, 2016], (см. рис. 4) Западно-Сибирскому заливу отводится роль современного Гудзонова залива — «большого холодильника Северной Америки», включая его в субарктический пояс циркуляции Борея.

Титонский, берриасский и валанжинский века были временем относительного похолодания теплого мезозойского климата [Scotese, 2015]. Палеорекострукции, выполненные различными авторами, дают оценки среднегодовых температур воздуха на Северном полюсе от 10—12 °C до нескольких градусов ниже точки замерзания (0 °C) [Barron, 1983; Price et al., 1998]. При современном наклоне орбиты Земли амплитуда размаха температур между январем и июлем на Северном полюсе составляет 35 °C (от +5 до -30 °C) и 21 °C (от +5 до -16 °C) на Шпицбергене, где сказывается демпфирующее влияние открытой воды теплого течения Гольфстрим. Учитывая наличие полярных дня и ночи, даже сторонники «теплого мела» не исключают возможности существования в Борея припайных сезонных льдов: «лишь в высоких широтах местами возможно сезонное замерзание бассейнов» [Чумаков, 2004, с. 53]. Таким образом, допускается сезонное замерзание, а это основной современный механизм формирования глубинных арктических вод с температурой -1.5 °C. Кроме того, для неокома автор работы [Нау, 2009], исходя из оценки повышенной солености морской воды (33.16—37.95 ‰), предположил механизм образования глубинных вод с температурой ~0 °C, минуя регулярные сезонные замерзание и таяние льда, т. е. для формирования низкотемпературных глубинных вод в меловом океане достаточно было сезонного понижения температуры поверхностных вод.

Вычислительные возможности мощных компьютеров обеспечили появление в конце XX в. достаточно точных численных моделей, описывающих глобальную циркуляцию современных океанов и атмосферы. Появилась и возможность проверки разнообразных концептуальных моделей палеоклимата при помощи численного моделирования циркуляции океана и атмосферы.

Уже первые эксперименты показали, что в условиях асимметричного распределения суши возможны осмысленные модели «сосуществования в Мировом океане теплых глубинных вод с относительно прохладными субполярными поверхностными морскими водами на одном из полушарий» (Северном) [Haupt, Seidov, 2001]. Более детальное совместное моделирование циркуляции океана и атмосферы [Price и др., 1998] дало оценки среднегодовых температур воздуха на Северном полюсе -4 °C (ледник — «icehouse») и +4 °C (теплица — «greenhouse»). В качестве классического примера моделирования мелового климата [Otto-Bliesner и др., 2002] обычно приводят карту температур поверхности и разрезы Мирового океана для более теплого по сравнению с неокомом верхнемелового времени (рис. 5). Полузамкнутый характер Арктического бассейна даже в этих условиях обеспечивал формирование в полярной впадине холодных глубинных вод с температурой +4 °C, при +12 °C — на больших глубинах иных

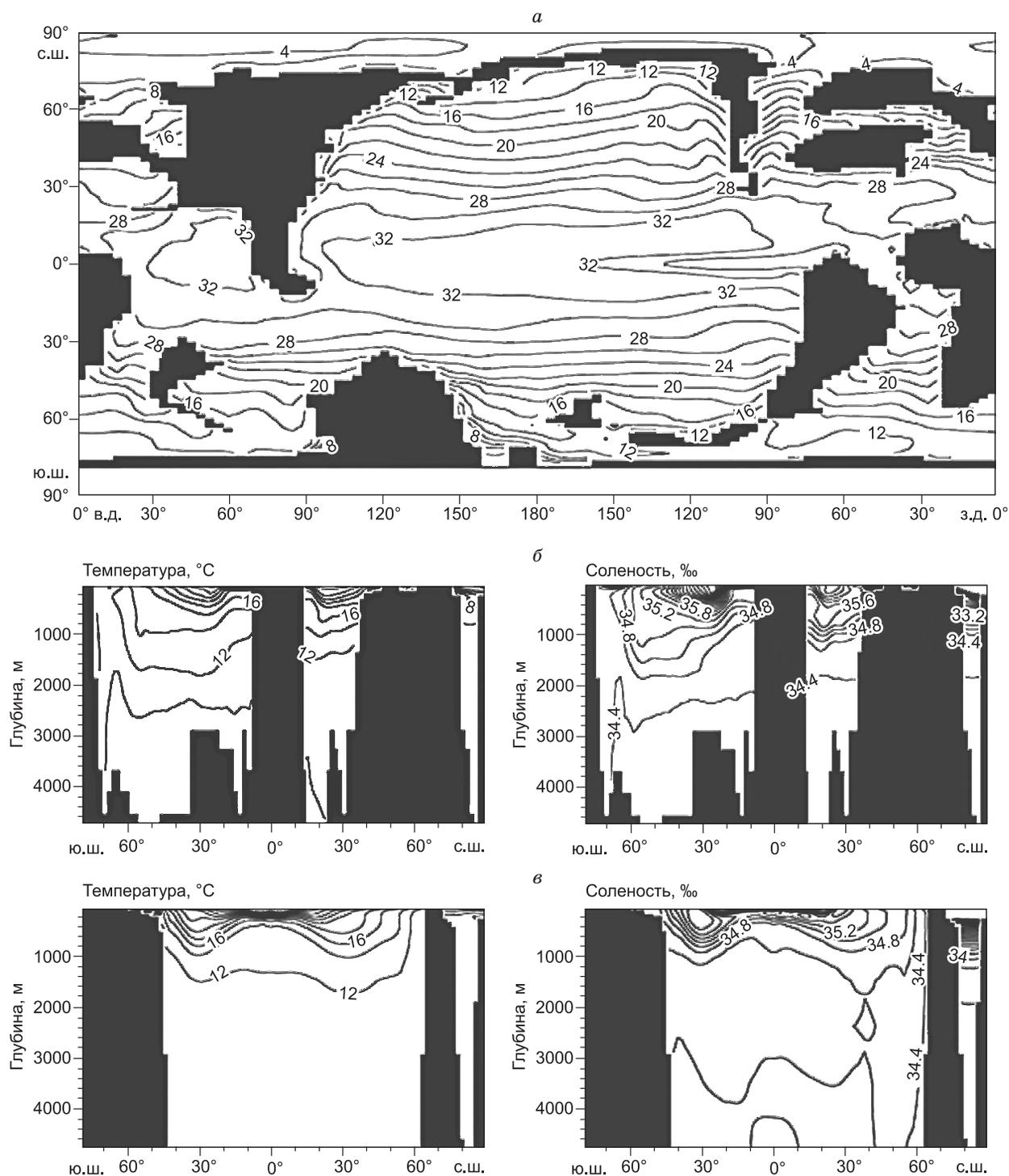


Рис. 5. Карта среднегодовой температуры воды (°C) (а) и меридиональные разрезы по 30° з. д. (б) и 150° в. д. (в) CSM модели мелового океана [Otto-Bliesner et al., 2002].

впадин мелового океана. Стоит отметить и полученное в результате моделирования относительное опреснение верхнего слоя вод Борея, малую толщину термо- и галоклина (до 200 м). При этом температуры поверхностных вод в Западно-Сибирском заливе находились в интервале от 10 до 18 °C.

По геохимическим исследованиям ростров белемнитов оценки среднегодовых температур поздневоложского и неокомского времени были выполнены в опорном разрезе Приполярного Зауралья (р. Маурья) [Гольберт и др., 1972]. Для волжского времени среднегодовые температуры оцениваются от 12 до 17 °C, для берриас-валанжинского — от 10 до 12 °C (см. рис. 2). Таким образом, численная модель циркуляции мелового океана вполне согласуется с этими оценками.

Для титон-берриасского (баженовского) времени соотношение дренируемой площади Западно-Сибирского залива и зеркала его вод (см. рис. 4) было порядка 3/1. Для семиаридного климата это нижний предел, обеспечивающий слабый эстуарный тип циркуляции вод [Нау, 2009]. В неокоме, по мере заполнения бассейна осадками, это соотношение увеличивалось из-за сокращения площади зеркала вод, и, как следствие, галоклин солоноватых вод уже занимал всю площадь бассейна.

Чаша Западно-Сибирско-Южно-Карского бассейна в волжско-неокомское время соединялась с арктической акваторией Енисей-Хатангским, Новоземельским и Карским мелководными проливами (см. рис. 4). С учетом реконструкции движения плит Енисей-Хатангский пролив был направлен в сторону тогдашнего Северного полюса, а остальные проливы располагались значительно южнее (см. рис. 4). Океанологическими аналогами палеобассейна считаются современные Балтийское и Черное моря: эстуарные моря, отделенные от океана подводными порогами. Эти хрестоматийные сравнения нам представляются не вполне корректными, так как Западно-Сибирский залив был открыт на север, в Балтийском и Черном морях соединяющие проливы расположены в их южной части. Поэтому соленые воды, поступающие в них через проливы, теплее среднегодовых температур поверхностных вод этих морских бассейнов.

Так, в Черное море через прол. Босфор (минимальная глубина около 40 м) поступают теплые (+14 °С), но соленые (37 ‰) и тяжелые средиземноморские воды. Поэтому температура черноморских придонных вод равна +9 °С, хотя зимние льды мелководья над Днепровско-Дунайским шельфом производят большие объемы холодных (+5 °С) вод [Murray et al., 2007]. Для сравнения: в расположенных на тех же географических широтах Великих озерах температура воды на глубинах более 40—100 м составляет +4 °С [Assel et al., 1994], что является нормальной температурной стратификацией водоемов с сезонным ледовым покровом до 4 мес. и среднегодовой температурой воздуха +10 °С. Аналогично, в Балтийское море через Датские проливы (пороги — минимальная глубина около 20 м) поступает океаническая вода нормальной солености с температурой 5—6 °С. В этом же интервале находятся и температуры вод во впадинах [Есюкова, 2009].

Еще один возможный аналог — современный Гудзонов залив [The Hudson Bay..., 2011] открывается на север в Арктику. Главный пролив у о. Коэтс (Coates) имеет ширину около 40 км и глубину около 200 м., такова же максимальная глубина центральной впадины залива (258 м), т. е. Гудзонов залив практически не имеет порогов в соединяющих проливах, поэтому при эстуарном типе циркуляции он повсеместно имеет арктические температуры придонных вод –1.5 °С, при толщине термоклина около 50 м.

По палеобатиметрическим построениям [Конторович и др., 2013, 2014] в волжское и берриасское время порог в Енисей-Хатангском проливе имел глубину порядка до 100 м (рис. 6, а, б). Поэтому через него из центральной впадины Борея могли поступать относительно холодные воды (на 1—2 °С теплее глубинных вод) и формировать холодные, халистатические (застойные) воды Западно-Сибирского бассейна (+4 °С, как и предполагали В.А. Захаров и В.Н. Сакс).

В верхнем валанжине (см. рис. 6, в) Енисей-Хатангский пролив был полностью перекрыт осадками [Конторович и др., 2014], после чего из Борея в Западно-Сибирский бассейн (ЗСБ) через Карский и Новоземельский пороги могли уже поступать более теплые морские воды малых глубин (порядка 50 м), как в современное Балтийское море. Возможно, в это время температура глубинных вод псевдоабиссали Западно-Сибирского бассейна повысилась до +6 °С, несмотря на общепланетарное понижение температур на 2—3 °С [Scotese, 2015]. Эстуарный характер циркуляции ЗСБ в то время предполагает наличие над халистатическими водами галоклина, препятствующего охлаждению глубинных вод за счет сезонного замерзания и таяния льда.

К настоящему времени опубликованы десятки результатов глобального моделирования мелового палеоклимата, учитывающих множество специальных параметров. Сетка ячеек глобальной модели обычно имеет размер порядка 2—4 географических градусов, а океан и атмосфера нарезаются на дватри десятка вертикальных слоев. Такая точность описания палеорельефа и палеобатиметрии дает возможность за приемлемое время просчитать глобальную модель, но не позволяет оценить локальные параметры.

Теперь с палеоокеанологических позиций оценим возможность газогидратной цементации протобаженитов (см. рис. 2, случай II). При температуре придонных вод +4 °С верхней кромкой зоны стабильности газогидратов является глубина моря ~ 430 м. В волжское время [Конторович и др., 2013] широкая полоса с такими глубинами протягивалась от Иртыша до Южно-Карской впадины. В берриас-валанжинское время, в случае изменения океанологического режима и повышения температуры придонных вод до +6 °С, стабильный газогидратный цемент в протобаженитах мог сохраниться в северных районах бассейна с глубинами моря более 550 м (см. рис. 2, случай III). Из чего следует — даже если принять вышеописанную палеоокеанологическую модель, то камнем преткновения остаются оценки палеобатиметрии.

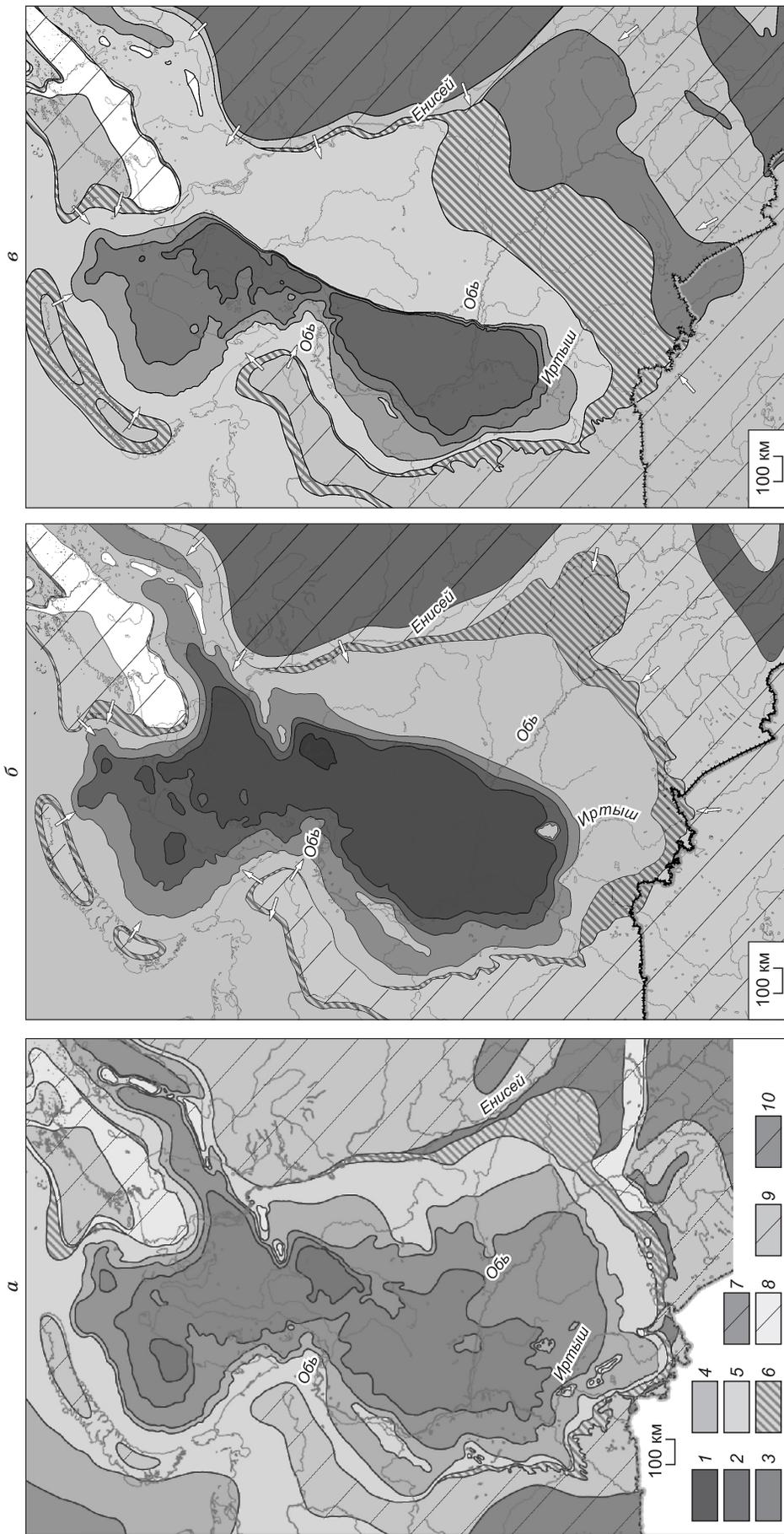


Рис. 6. Палеогеографическая схема Западной Сибири.

а — волжский, *б* — берриасский, *в* — поздневалдайский века [Конторович и др., 2013, 2014].

Палеогеографические области: области морского осадконакопления: 1 — более 400 м, 2 — 200—400 м, 3 — 100—200 м, 4 — 25—100 м, 5 — менее 25 м; области переходного осадконакопления: 6 — равнина прибрежная, временами заливавшаяся морем; области континентального осадконакопления: 7 — окраинные пресно- и солоновато-водные водосмы; 8 — равнина низменная, аккумулятивная (осадки русел, пойм, озер и др.); 9 — равнина денудационно-аккумулятивная; области размыва: 10 — равнина возвышенная (денудационная суша).

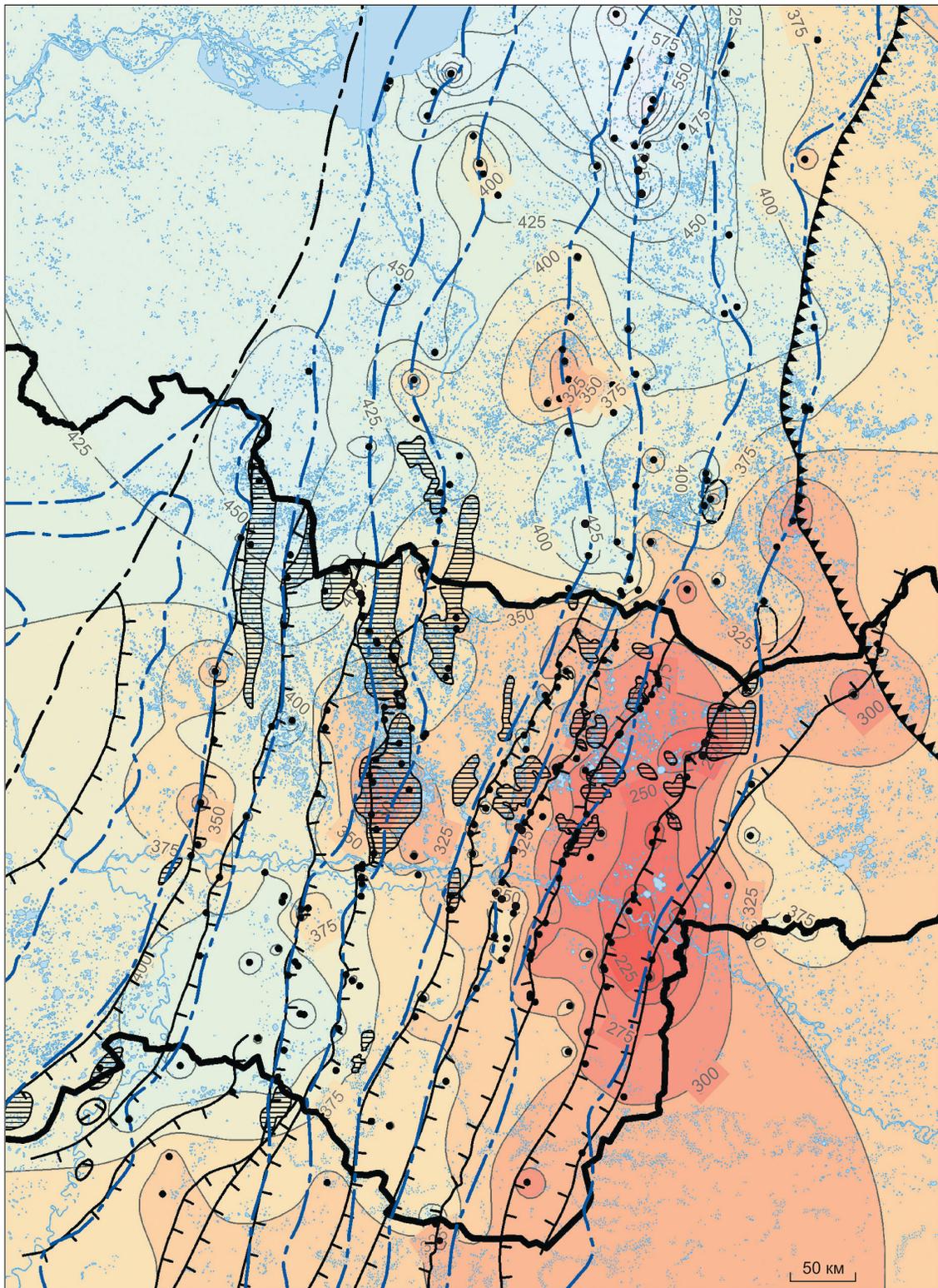


Рис. 7. Карта видимых высот седиментационного склона клиноциклитов.

1 — граница ХМАО; 2 — скважины; 3 — границы зон АРБ, по [Карта..., 2014]; 4, 5 — бровки шельфа клиноциклита: 4 — по [Атлас..., 2010], 5 — по [Атлас..., 2004]; 6 — изопакиты высот клиноформ; 7 — граница битуминозности; 8 — ось бассейна.

ПАЛЕОБАТИМЕТРИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА

Палеобатиметрические построения на основе изучения ископаемых сообществ организмов дают интервальную оценку палеоглубин [Захаров, 2016].

По оценке В.С. Бочкарева [1999, с. 25] в Уренгойском районе глубины баженовского моря превышали 800 м, затем «в западных районах ачимовский бассейн повсеместно углублялся, а в восточных он залечивался осадками и заметно мелел. Так, в Уренгойском регионе ... произошло углубление на 60—200 м... максимальная расчетная глубина достигла 1001 м». Региональные построения [Конторович и др., 2013, 2014] дают оценки глубин Уренгойской впадины более 700 м для баженовского палеоморя и от 700 до 400 м в ачимовское время. Формально при таких глубинах моря возможно существование зоны стабильности газогидратов (ЗСГТ) в центральной впадине палеобассейна в берриас-валанжинское время. Но нас интересуют более локализованные по месту и времени оценки глубин моря у основания седиментационного склона.

Для оценки таких глубин нами построена карта видимых высот седиментационного склона клиноциклитов (рис. 7). Для территории Ханты-Мансийского автономного округа для каждого из резервуаров-клиноциклитов, представленных в опубликованном атласе [Атлас..., 2004], отбирались поисково-разведочные скважины на бровке шельфа и по электронной версии каталога разбивок [Каталог..., 2000] вычислялись видимые толщины h_m как расстояние между кровлей георгиевской свиты и ее возрастных аналогов и кровлей клиноциклита. Для остальной территории выбор скважин производился вдоль кромок шельфа, по версии [Атлас..., 2010] и по другим разрозненным литературным источникам.

Исходя из средних объемных плотностей осадков на глубинах до 1000 м $\rho_s = 2.05$ г/см³ и осадочных пород на глубинах 2000—3000 м $\rho_r = 2.60$ г/см³ [Watts, 1989], получим пересчетный коэффициент разуплотнения пород

$$k = \frac{(\rho_r - \rho_w)}{(\rho_s - \rho_w)} = \frac{(2.60 - 1)}{(2.05 - 1)} = 1.52. \quad (1)$$

Тогда оценка «сверху» глубин моря у основания склона $d_{\max} = 1.52h_m - 100 + 50$, где 100 м — условная толщина разуплотненных баженовских и подачимовских илов, а 50 м — глубина моря над кромкой шельфа. Эта оценка глубины бассейна заведомо завышена, так как не учитывает прогибания дна из-за изостатической компенсации [Ершов, 2016].

Рассчитаем соотношение исходной глубины седиментационного бассейна W и толщины накопившегося разуплотненного осадка S , обеспечивающих восстановление изостатического равновесия при заданных плотностях воды ρ_w , осадка ρ_s и подвижного слоя мантии ρ_m [Steckler, Watts, 1978] (рис 8, а).

$$W = S \left(\frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \right). \quad (2)$$

Если воспользоваться предложенными значениями плотностей [Ершов, 2016] $\rho_m = 3.33$, $\rho_s = 2.05$ и $\rho_w = 1.03$ г/см³, то $W = 0.56S$. Из предположения о пластичной коре, когда изостатическая компенсация происходит за время накопления единичной клиноформы, получаем оценку «снизу» глубины моря у основания склона $d_{\min} = 0.56 \cdot 1.52h_m - 100 + 50 = 0.85h_m - 50$. Более реалистична модель прогибания под седиментационной нагрузкой упругой земной коры, когда нагрузка веса осадков распределяется на большую территорию, а полная изостатическая компенсация происходит в полосе шириной, равной двум радиусам прогибания R [Watts, 1983] (см. рис. 8, б). Простейший способ внесения поправок в па-

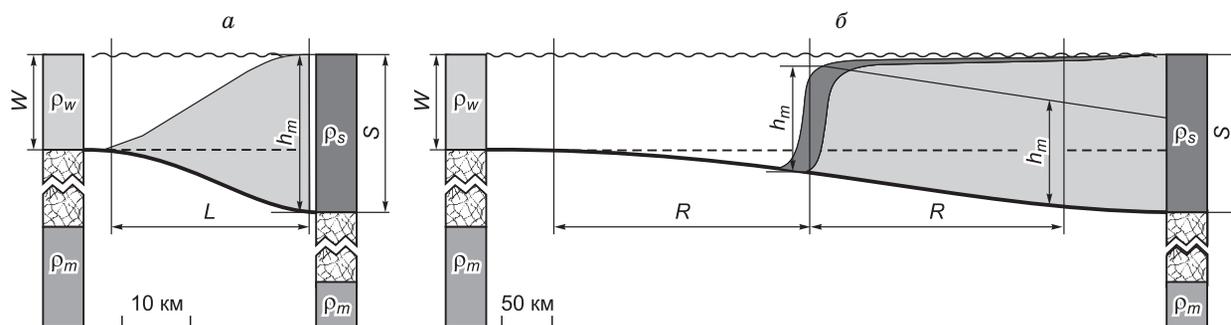


Рис. 8 Схема изостатической компенсации седиментационного бассейна бокового заполнения.

а — с локальной компенсацией, б — с упругим дном. Пояснения см. в тексте.

леоглубины — считать, что региональный уклон шельфовых пластов относительно основания обусловлен его упругим прогибанием. Для Среднего Приобья видимые уклоны шельфовых пластов α составляют 1—3 м/км ($0^{\circ}5'—0^{\circ}15'$) [Биншток и др., 1977].

Соответственно, в оценку максимальной глубины бассейна у подножия склона вносится поправка $dh = akL$, где L — длина седиментационного склона. Для примера, 350 м видимой высоты клиноформы ($h_m = 350$) при 30-километровой длине склона максимальная глубина бассейна $d_{\max} = 1.52 \times 350 - 50 = 482$ м, минимальная $d_{\min} = 0.85 \times 350 - 50 = 251$ м, максимальное проседание $d_{\max} - d_{\min} = 231$ м, при уклоне шельфа 1 м/км уточненная оценка глубины $482 - 1.52 \times 30 = 426$ м. Таким образом, для реконструируемых условий неокома Западной Сибири видимая (заменяемая по скважинам) высота склона триста в пятьдесят метров является оценкой кромки зоны стабильных газогидратов при палеотемпературе придонных вод $+4^{\circ}\text{C}$ (при температуре $+6^{\circ}\text{C}$ кромка зоны стабильных газогидратов 550 м палеоглубин и, соответственно, 425 м видимой высоты клиноформы). Из чего следует возможность осторожного использования видимых высот клиноформ для оценки палеоглубин (давлений) у основания седиментационного склона.

ОБСУЖДЕНИЕ

По данным С.В. Ершова [2016], карта видимых высот клиноформ для Западно-Сибирского бассейна ранее не строилась. Она является генерализованной характеристикой структурного каркаса всей верхнеюрско-неокомской толщи. На карту нанесены контуры региональных зон развития аномальных разрезов баженовской свиты по территории Ханты-Мансийского автономного округа (ХМАО), по [Атлас..., 2004]. К северу от его границ добавлены границы зон АРБ, по [Нежданов, 2004]. Литолого-фациальная граница между битуминозной баженовской и небитуминозными яновстановской и марьяновской свитами уточнена по скважинным данным.

Для клиноциклитов $\text{BV}_4—\text{BV}_{10}$ надежное трассирование кромок шельфа и плотная сетка разбуривания позволяет оценить локальные перепады рельефа дна вдоль кромки шельфа до 30—50 м. Основная масса зон АРБ находится внутри изолинии 350 м видимых высот, т. е., на палеоглубинах менее 430 м. Для промежуточных высот склона в 350—400 м недостаточная детальность карты не позволяет делать надежные выводы о возможности вклада газогидратной цементации в комплекс геомеханических условий разрыва активным блоком оползня скольжения подачимовских глин и протобаженитов.

Накопление клиноциклитов $\text{BC}_8—\text{AC}_{10}$ происходило после поздневаланжинской перестройки гидрологии палеобассейна при температуре придонных вод $+6^{\circ}\text{C}$, что предполагает перемещение кромки стабильности газогидратного цемента на 550 м палеоглубин и 425 м видимой высоты клиноформы. На севере ХМАО в приосевой части бассейна на Ватлорской группе структур над двумя зонами АРБ высота клиноформ превышает 425 м, но в 30 км восточней высоты укладываются в обозначенный предел, с учетом длины склона и точности построений.

Таким образом, представленная карта оказалась недостаточно надежной и детальной, главным образом из-за неопределенности геологической корреляции толщи. Она не опровергает гипотезу газогидратной цементации, но и не дает ее однозначного подтверждения.

ЛИТЕРАТУРА

Атлас «Геология и нефтегазоносность Ханты-Мансийского автономного округа». ГП Ханты-Мансийск, Научно-аналитический центр рационального недропользования, 2004, 192 с.

Атлас карт литологических резервуаров в клиноформах неокома. Центральная часть Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. М-б 1:1 000 000 / Под ред. Л.Я. Трушковой, В.П. Игошкина. СПб., ВНИГРИ, 2010, 28 с.

Барабошкин Е.Ю. Раннемеловые проливы Северного полушария // Пролиты Северного полушария в мелу и палеогене. М.; Изд-во Моск. ун-та, 2007, с. 11—59.

Биншток М.М., Онищук Т.М., Наумов А.Л., Лю-До-Фун Ф.Н. К вопросу о размещении литологических залежей нефти в Среднем Приобье // Геология и разведка нефтяных и газовых месторождений. Тюмень, 1977, с. 70—75. (Тр. ТИИ, вып. 64).

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

Брадучан Ю.В., Гольберт А.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтегазоносность). Новосибирск, Наука, 1986, 216 с.

Брадучан Ю.В., Глушко Н.К., Комиссаренко В.К., Шатова Л.А., Гришкевич В.Ф., Касаткин В.Е., Предеин С.А., Торопов Э.С. О возрасте отложений аномальных разрезов пограничных слоев юры и мела по скважинам Северо-Конитлорского месторождения // Вестник недропользователя ХМАО. 2005, вып. 16, с. 20—24.

- Гольберт А.В., Климова И.Г., Сакс В.Н.** Опорный разрез неокома Западной Сибири в Приполярном Зауралье // Новосибирск, Наука, 1972, 184 с.
- Гришкевич В.Ф.** Аномальные разрезы баженовской свиты: модель образования и проблемы геометризации // Глубокие горизонты науки и недр, 2015, doi: 10.3997/2214-4609.201412065.
- Гришкевич В.Ф., Касаткин В.Е., Кулагина С.Ф., Предеин С.А., Теплоухова И.А. Хафизов Ф.З.** Опыт геолого-геофизического моделирования «аномальных» разрезов баженовской свиты // Геофизика, 2006, № 2, с. 23—27.
- Гришкевич В.Ф., Лагутина С.В., Панина Е.В.** Геомеханика образования аномальных разрезов баженовской свиты оползневого типа // Геология морей и океанов. Материалы XXI Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т. V. М., ГЕОС, 2015, с. 76—80.
- Гришкевич В.Ф., Лагутина С.В., Панина Е.В., Долматова С.С., Лаптей А.Г., Торопов Э.С., Стариков В.С., Хорошев Н.Г., Блинкова А.В.** Геомеханическая модель формирования аномальных разрезов баженовской свиты: физическое моделирование и практическое применение // Геология, геофизика и разработка месторождений нефти и газа, 2017, № 3, с. 33—47.
- Деев Е.В., Зольников И.Д., Староверов В.Н.** Отражение быстрых геологических процессов в отложениях и текстурах (на примере разновозрастных комплексов Северной Евразии) // Литосфера, 2012, № 6, с. 14—36.
- Ершов С.В.** Палеобатиметрия позднелюрско-неокомского бассейна севера Западной Сибири и ее влияние на природные процессы // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (8), с. 1548—1570.
- Есюкова Е.Е.** Пространственная структура и внутригодовая изменчивость горизонтального водообмена в Балтийском море: Автореф. дис. ... к.г.н. Калининград, 2009, 25 с.
- Захаров В.А.** Условия формирования волжско-берриасской высокоуглеродистой баженовской свиты Западной Сибири по данным палеоэкологии // Эволюция биосферы и биоразнообразия. К 70-летию Ю.А. Розанова. М., Товарищество научных изданий КМК, 2006, с. 552—568.
- Захаров В.А.** Глубины палеобассейнов и подходы к их реконструкции // Палеонтология, стратиграфия, астробиология. К 80-летию академика А.Ю. Розанова. М., ПИН РАН, 2016, с. 208—228.
- Захаров В.А., Сакс В.Н.** Баженовское (волжско-берриасское) море Западной Сибири // Палеобиогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. М., Наука, 1983, с. 5—32. (Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 528).
- Карта** строения недр в пределах Ханты-Мансийского автономного округа — Югры / Под ред. А.В. Шпильмана, В.А. Волкова. Тюмень, Научно-аналитический центр рационального недропользования, 2014, 39 с.
- Каталог** литолого-стратиграфических разбивок разрезов поисково-разведочных скважин. Ханты-Мансийский автономный округ / Под ред. В.Ф. Гришкевича, Е.А. Теплякова. Ханты-Мансийск, 2000, 300 с.
- 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.
- Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н.** Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (5-6), с. 582—609.
- Макогон Ю.Ф.** Природные газовые гидраты: распространение, модели образования, ресурсы // Российский химический журнал, 2003, т. XXLVII, № 3, с. 70—79.
- Нежданов А.А.** Геолого-геофизический анализ строения нефтегазоносных отложений Западной Сибири для целей прогноза и картирования неантиклинальных ловушек и залежей УВ: Автореф. дис. ... д. г.-м. н. Тюмень, ТюмГНГУ, 2004, 43 с.
- Соколовский А.П., Соколовский Р.А.** Аномальные типы разрезов баженовской и тутлеймской свит в Западной Сибири // Вестник недропользователя ХМАО, 2002, № 11, с. 64—69.
- Условия** существования мезозойских морских бореальных фаун / Под ред. В.Н. Сакса, В.А. Захарова // Новосибирск, Наука, 1979, 153 с. (Тр. ИГГ СО АН СССР, вып. 411).
- Чумаков Н.М.** Климат и перестройки в теплой биосфере (юра, мел) // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. М., Наука, 2004, 48—56 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 550).
- Alvey A., Gaina C., Kuszniir N.J., Torsvik T.H.** Integrated crustal thickness mapping and plate reconstructions for the high Arctic // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 274, p. 310—321
- Assel R.A., Croley T.E., Schneider R.** Computer visualization of long-term average Great Lakes temperatures and ice cover // J. Great Lakes Rec., 1994, v. 20, № 4, p. 771—782.

- Barron E.J.** A warm, equable Cretaceous: the nature of the problem // *Earth Sci. Rev.*, 1983, v. 19, p. 305—338.
- Berndt C., Mienert J., Vanneste M., Bünz S., Bryn P.** Submarine slope-failure offshore Norway triggers rapid gas hydrate decomposition // *Proceedings of the 4th International Conference on Gas Hydrates*. Yokohama, 2002, p. 71—74.
- Bohrmann G., Torres M.E.** Gas hydrates in marine sediments // *Marine geochemistry* / Eds. H.D. Schulz, M. Zabel. 2006, p. 481—512.
- Chen D.F., Su Z., Cathles L.M.** Types of gas hydrates in marine environments and their thermodynamic characteristics // *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 2006, v. 17, № 4, P. 723—737.
- Haupt B.J., Seidov D.** Warm deep-water ocean conveyor during Cretaceous time // *Geology*, 2001, v. 29, № 4, p. 295—298.
- Hay W.W.** Cretaceous oceans and ocean modeling // *Cretaceous oceanic red beds: stratigraphy, composition, origins, and paleoceanographic and paleoclimatic significance*. SEPM Spec. Publ. № 91, 2009, p. 243—271.
- Leipe T., Tauber F., Vallius H., Virtasalo J., Uscinowicz s., Kowalski N., Hille S., Lindgren S., Mylvirta T.** Particulate organic carbon (HOC) in surface sediments of the Baltic Sea // *Geo-Mar. Lett.*, 2011, v. 31, p. 175—188.
- Murray J.W., Stewart K., DiJulio D.** Oxic, suboxic and anoxic conditions in the Black Sea // *The Black Sea flood question: changes in coastline, climate and human settlement* / Eds. V. Yanko-Hombach, A.S. Gilbert, N. Panin, P.M. Dolukhanov. Dordrecht, Springer, 2007, p. 1—21.
- Mutterlose J., Brumsack H., Flogel S., Hay W., Klein Ch., Langrock U., Lipinski M., Ricken W., Soding E., Stein R., Swientek O.** The Greenland-Norwegian Seaway: A key area for understanding Late Jurassic to Early Cretaceous paleoenvironments // *Paleoceanography*, 2003, v. 18, № 1, p. 1001—1026. doi:10.1029/2001PA000625.
- Naudts L., Greinert J., Artemov Y., Staelens P., Poort J., Van Rensbergen P., De Batist M.** Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleo-delta, northwestern Black Sea // *Marine Geology*, 2006, v. 227, p. 177—199.
- Otto-Bliesner B.L., Brady E.C., Shields Ch.** Late Cretaceous ocean: Coupled simulations with the National Center for Atmospheric Research Climate Model // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № 2, doi:10.1029/2011JD000821.
- Price G.D., Valdes P.J., Sellwood B.W.** A comparison of GCM simulated Cretaceous «greenhouse» and «icehouse» climates: implications for the sedimentary record. A comparison of GCM simulated Cretaceous «greenhouse» and «icehouse» climates: implications for the sedimentary record // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 1998, v. 142, p. 123—138.
- Scotese C.R.** Some thoughts on global climate change: The transition from icehouse to hothouse. Paleomap project, 2015.
- Scotese C.R.** Map folio of Berriasian (143 Ma). Paleomap project, 2016.
- Shephard G.E., Müller R.D., Seton M.** The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure // *Earth Sci. Rev.*, 2013, v. 124, p. 148—183.
- Steckler M.S., Watt A.B.** Subsidence off the Atlantic-type continental margin of New York // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1978, v. 41, p. 1—13.
- Sultan N., Garziglia S., Colliat J.-L.** Gas hydrate occurrences and seafloor deformation: investigation of strain softening of gas-hydrate bearing sediments and its consequence in terms of submarine slope instabilities // *Offshore Technology Conference*, 2011, p. 1—18, doi: 10.4043/21294-MS.
- The Hudson Bay System** / Eds. R.W. Macdonald, Z.Z. Kuzyk // *J. Mar. Syst.*, 2011, v. 88, № 3, p. 337—488.
- Thießen O.** Bacterial methane formation and distribution in marine environments: Case studies from Arkona Basin (Western Baltic Sea) and hotspots in the Central South Pacific. Dissertation. Kiel, 2005, 146 p.
- Uchida S., Soga K., Yamamoto R.** Critical state soil constitutive model for methane hydrate soil // *J. Geophys. Res.*, 2012, v. 117, B03209, doi: 10.1029.2911JB008661.
- Watts A.B.** The strength of the Earth's crust // *J. Mar. Sci. Technol.*, 1983, v. 17, № 1, p. 5—17.
- Watts A.B.** Lithospheric flexure due to prograding sediment loads: Implications for the origin of offlap/onlap patterns in sedimentary basins // *Basin Res.*, 1989, № 2, p. 133—144.