

ОРИГИНАЛЬНАЯ СТАТЬЯ

DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.63-79>

УДК 551.763.(286.45)

Условия формирования и прогноз природных резервуаров в клиноформном комплексе нижнего мела Баренцево-Карского шельфа

А.В. Мордасова^{1*}, А.В. Ступакова¹, А.А. Сулова¹, Д.К. Ершова¹, С.А. Сидоренко²

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

²Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия

В Карском море открыты уникальные Ленинградское и Русановское газоконденсатные месторождения в баррем-сеноманской толще. В нижнемеловых отложениях западной части Баренцевоморского шельфа открыты непромышленные скопления нефти и газа. Однако строение и перспективы нефтегазоносности нижнемеловых отложений Баренцево-Карского шельфа остаются неизученными. На основе сейсмостратиграфического и циклостратиграфического анализов создана региональная геологическая модель нижнемеловых отложений Баренцево-Карского шельфа, выявлена область распространения и основные этапы накопления клиноформ. По результатам детального анализа морфологии клиноформных тел восстановлены палеогеографические условия в раннемеловое время, и дан прогноз распределения песчаных коллекторов.

Ключевые слова: Баренцево-Карский шельф, меловые отложения, сейсмостратиграфический анализ, клиноформа, циклит, несогласие, поверхность затопления, палеогеография, природный резервуар

Для цитирования: Мордасова А.В., Ступакова А.В., Сулова А.А., Ершова Д.К., Сидоренко С.А. (2019). Условия формирования и прогноз природных резервуаров в клиноформном комплексе нижнего мела Баренцево-Карского шельфа. *Георесурсы*, 21(2), с. 63-79. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.63-79>

Введение

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения являются наиболее доступными для бурения на нефть и газ на Баренцево-Карском шельфе и обладают доказанной продуктивностью. На основе интерпретации 2D-сейсмических профилей общей протяженностью более 49 тыс. пог. км, каротажных и керновых данных по 30 морским скважинам (рис. 1) и опубликованных данных по геологическому строению архипелагов реконструированы условия формирования, и дан прогноз развития природных резервуаров в нижнемеловом разрезе Баренцево-Карского шельфа.

В акватории Карского моря в 1992 г. открыты уникальные Русановское и Ленинградское газоконденсатные месторождения. Продуктивными являются песчаники танопчинской (баррем-альб) и марессалинской (альб-сеноман) свит, флюидоупором – глинистые породы яронгской свиты (альб).

Нижнемеловые отложения привлекли к себе внимание норвежских геологов в 1990-2000-х гг., когда в ряде скважин на склоне поднятия Лоппа и в прогибе Тромсё было обнаружено нефтегазонасыщение по керну из валанжинготеривских слоев (7120/1-2, 7019/1-1, 7120/2-2, 7219/8-1S). После началось активное изучение конусов выноса раннемелового возраста, сформированных на склонах растущих поднятий («clastic wedge»). Перспективность поисков подтвердилась в 2011-2013 гг. открытием газовых скоплений Скалле, Салина и Нунатак в прогибе Хаммерфест (Seldal, 2005; www.npd.no).

Исследование клиноформных толщ восточной части Баренцевоморского шельфа началось с проведения региональных сейсморазведочных работ ОАО «МАГЭ» и ФГУНП «СМНГ», в результате которых было отмечено косослоистое строение нижнемеловых отложений, и выделены несогласия, ограничивающие толщу. Сотрудниками ФГБУ «ВНИИОкеангеология» и ФГУП «ВНИГРИ» проведен детальный анализ руководящей фауны, и проведено биостратиграфическое подразделение верхнеюрско-нижнемеловых отложений (Устинов и др., 2013; Куприянова, 2013; Басов и др., 1997). ОАО «МАГЭ» в 2013-2014 гг. проведены сейсмические исследования высокого разрешения над Штокмановским газоконденсатным месторождением (Захаренко и др., 2014). В результате над юрскими залежами выявлены вторичные газовые залежи в апт-альбских отложениях (flat and bright spots), отмечены следы выхода газа на морское дно (rockmarks) и газогидраты (BSR).

В тектоническом отношении на Баренцево-Карском шельфе можно выделить сверхглубокие депрессии, платформенные массивы, краевые прогибы и моноклинали. В пределах сверхглубоких депрессий выделяются элементы I порядка: прогибы, впадины и поднятия (Ступакова, 2011).

В позднеюрско-раннемеловое время Баренцево-Карский шельф представлял собой эпиконтинентальный синеклизный осадочный бассейн (Faleide et al., 2008, Spenser et al., 2011; Конторович и др., 2014). Позднеюрское время характеризуется некомпенсированным осадконакоплением (Сулова, 2014; Кирюхина 2013; Маргулис, 2014). С началом тектонической активизации в неокомское время на большей части шельфа господствует лавинная седиментация, и формируются клиноформные толщи. В барремский – начале аптского

* Ответственный автор: Алина Владимировна Мордасова
E-mail: a.mordasova@oilmsu.ru

© 2019 Коллектив авторов

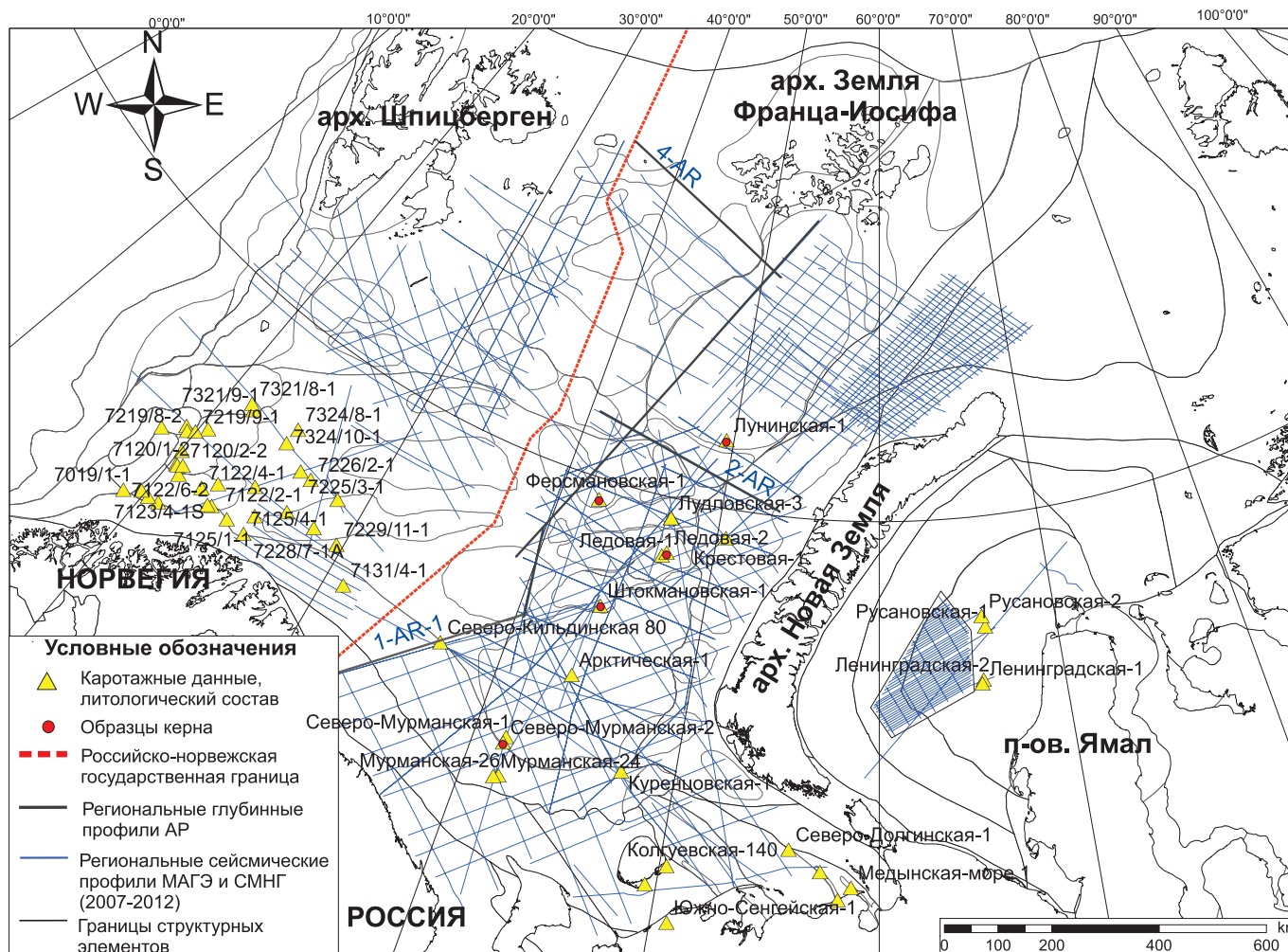


Рис. 1. Обзорная карта Баренцево-Карского шельфа и фактического материала (на основе тектонической карты А.В. Ступаковой, 2011)

века режим лавинной седиментации сохраняется лишь в юго-западной части шельфа. В альбское и сеноманское время на Баренцевоморском шельфе господствовали мелководно-морские и прибрежно-морские обстановки. Морская седиментация продолжилась и в позднемиоценовое время, однако верхнемиоценовые отложения значительно уничтожены кайнозойской эрозией (Dor'е et al., 2000; Henriksen et al., 2011).

Методика исследований

Для создания региональной модели строения верхнеюрско-нижнемеловых отложений на временных сейсмических разрезах (ВСР) были выделены границы сейсмических комплексов и подкомплексов и различные типы косослоистых отражений – клиноформ. Термин «клиноформа» предложен в 1951 г. J.L. Rich для обозначения наклонной поверхности осадконакопления между дном бассейна осадконакопления до базиса волн. В дальнейшем термин приобрел более широкий морфологический смысл для обозначения толщ, заключенных между наклонными поверхностями. Клиноформы образуются по схеме бокового наращивания слоев в условиях лавинной седиментации (Шимкус, Шлезингер, 1984), поэтому их высота от бровки до подошвы связана с пространством аккомодации и глубиной водоема. Одним из методов сейсмической стратиграфии, успешно применяемым при детальном анализе косослоистых толщ, является анализ траектории

бровки клиноформ. В основе метода лежит представление о том, что береговая линия и граница мелководного шельфа геоморфологически выражаются в перегибе бровки клиноформ различного масштаба. Миграция бровок указывает на смещение палеогеографических зон во времени и закономерную смену литотипов (рис. 2; Helland-Hansen, Hampson, 2009; Schlager, Adams, 2001).

Морфология клиноформного тела и угол наклона клиноформы также зависят от изменения относительного уровня моря (ОУМ) и батиметрии. Сигмовидные клиноформы с выраженной ундаформой формируются при повышении ОУМ (нормальная регрессия), когда осадконакопление происходит не только в склоновой части, но и в мелководной путем вертикального наращивания слоев (Helland-Hansen, Hampson, 2009). При этом наблюдается восходящая траектория смещения бровок клиноформ и хорошая сохранность прибрежно-морских фаций. Косые параллельные и тангенциальные клиноформы формируются при стабильном ОУМ или его понижении (форсированная регрессия), при этом ундаформа не накапливается или размывается, а траектория смещения бровок клиноформ – нисходящая или плоская (Helland-Hansen, Hampson, 2009). При падении ОУМ за счет выноса грубозернистого материала вглубь бассейна происходит формирование конусов выноса в подошвенной, фондоформенной, части клиноформного тела. В результате анализа геометрических характеристик можно выделить

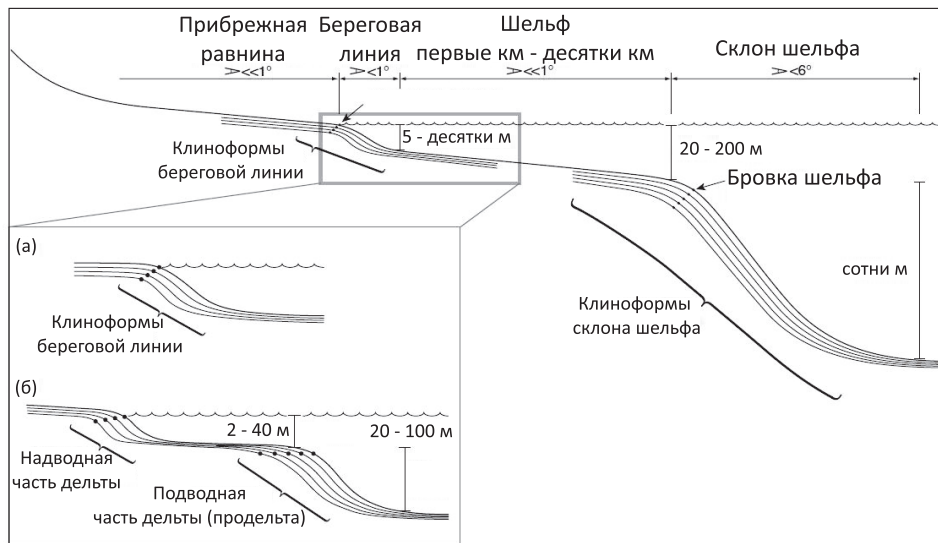


Рис. 2. Клиноформы различного масштаба и палеогеографические области их развития (по Helland-Hansen, Hampson, 2009)

различные по высоте, форме и углу наклона сейсмические типы клиноформных тел.

Для оценки параметров клиноформ были использованы скоростные модели, выполненные компанией МАГЭ, а для поправки за уплотнение пород – кривые плотностного каротажа и коэффициент за уплотнение пород для различных литотипов. В работе Аллена П. и Аллена Л.П. приводится методика подсчета такого коэффициента (Allen et al., 1990).

Для корректной геологической интерпретации сейсмических типов клиноформ необходимо использовать скважинные данные и каменный материал.

Первичная возрастная привязка отражающих горизонтов проводилась согласно отбивкам в скважинах Арктическая-1 и Штокмановская-1 (рис. 3; Евсюков, Винниковский, 1998; Мордасова и др., 2017). В разрезе скважин были выделены границы циклов, соответствующие отражающим горизонтам. Циклиты прокоррелированы от Южно-Баренцевской впадины в прогиб Хаммерфест (Marin et al., 2017) и в Северо-Баренцевскую впадину (Мордасова, 2018; Kaiganov et al., 2018). В пределах каждого циклита выделяются типовые разрезы, которые характеризуют ту или иную часть клиноформных тел и

позволяют оценить условия осадконакопления.

Анализируя смену типовых разрезов по площади можно восстановить палеогеографические условия накопления циклитов, проследить заполнение депоцентров осадконакопления во времени.

Следующий этап исследований – прогноз развития природных резервуаров. В нижней части каждого циклита развита толща преимущественно глинистого состава, которая формируется на этапе морской трансгрессии. Эти толщи, как правило, имеют региональное распространение и выдержанные мощности, и поэтому могут рассматриваться как флюидоупоры. Песчаные коллекторские горизонты могут формироваться на этапе регрессии: при нормальной регрессии они образуются в ундаформе, при форсированной регрессии происходит вынос грубообломочного материала вглубь бассейна и в фондоформе образуются конуса выноса. В качестве аналога песчаных пластов ундаформы можно привести «шельфовые» песчаные пласты группы баженовской свиты (БС) в неокотских клиноформах Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна (НГБ). Протяженные песчаные пласты мелководно-морского и прибрежно-морского генезиса сформировались за счет волновых процессов

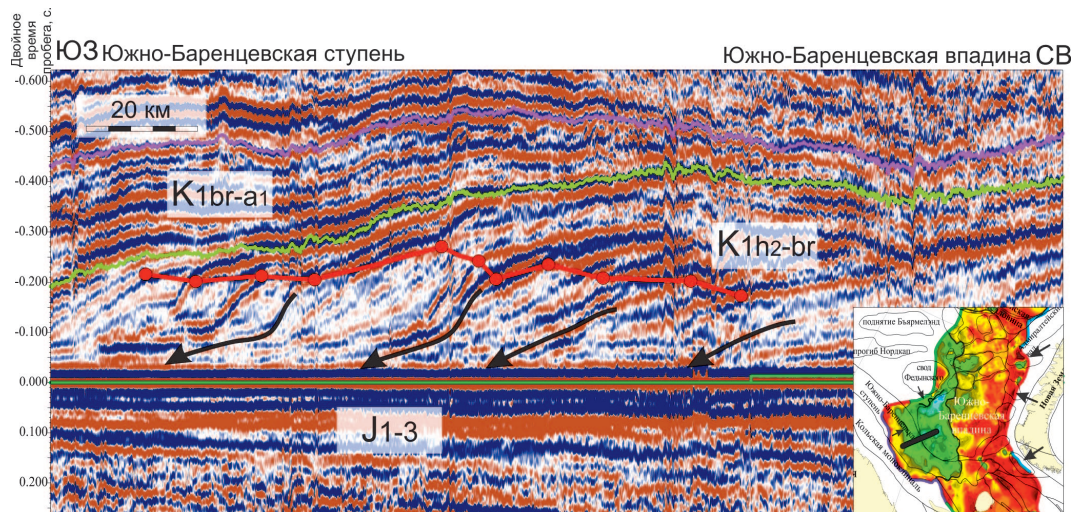


Рис. 3. Подошвенное прилегание и проградация на юго-запад готерив-барремских сигмовидных клиноформ к кровле верхнеюрских отложений. Красными линиями и точками показана траектория бровок клиноформ. Фрагмент профиля KS 907_607 (Мордасова, 2018)

и вдольберегового разноса (Наумов, Хафизов, 1986; Нежданов и др., 2000; Бородин, Курчиков, 2015).

Результаты исследования Баренцево море

Нижняя граница меловых отложений на сейсмогеологическом профиле определяется подошвенным прилеганием нижнемеловых клиноформ к кровле верхнеюрских конденсированных глинистых отложений (рис. 3; Мордасова и др., 2017). Верхняя граница выражена в виде современного морского дна Баренцева моря, сформированного в результате нескольких этапов аплифта и эрозии в позднемеловое-кайнозойское время (Faleide et al., 2008; Henriksen et al., 2011).

В нижнемеловом разрезе можно выделить два сеймостратиграфических комплекса (ССК), разделенных региональными поверхностями несогласия: верхнеюрско-неокомский клиноформный комплекс и ниже-верхнемеловой комплекс (рис. 4). Ниже-верхнемеловой ССК обладает субпараллельным внутренним строением в восточной части шельфа, однако одновозрастные клиноформы отмечены в западной части (Marin et al., 2017; Мордасова, 2018).

Границей между комплексами служит региональное несогласие в барремском ярусе, которое фиксируется также на арх. Шпицберген (Grundvåg, Olausson, 2017) и в разрезе меловых отложений Западной Сибири (Карагодин, 1980). На сейсмическом профиле барремское несогласие выражено в виде кровельного прилегания (рис. 5).

В Восточно-Баренцевской зоне ступеней поверхность VCU (Base Cretaceous Unconformity) выражена в виде эрозионного срезания (рис. 6) и перекрыта отложениями баррем-раннеаптского возраста, что говорит о том, что здесь до второй половины баррема была область эрозии. К поверхности VCU прилегают в восточном направлении отложения верхнего валанжина-баррема.

Верхнеюрско-неокомский ССК характеризуется клиноформным строением и подразделяется на три подкомплекса: верхнеюрско-берриасский (J3), валанжин-нижнеготеривский (S0), готерив-барремский (S1, рис. 7). Подкомплексы J3 и S0 представляют собой крупные протяженные клиноформные тела, проградирующие на запад, и в случае с подкомплексом S0 – также к центру Северо-Баренцевской впадины (Kairanov et al., 2018; Мордасова, 2018).

Подкомплекс J3 вскрыт в дистальной части скважины Арктическая-1 и Северо-Мурманская-1 (рис. 8).

Согласно описанию шлама и керна скважины Арктическая-1, отложения представлены кремнистыми битуминозными глинами и аргиллитами, в верхней части – аргиллитами и глинами (Киреев и др., 2009). В породах встречены раковины аммонитов, белемнитов, фораминифер, радиолярий и кости рыб (рис. 9).

Кривые гамма-каротажа (ГК) демонстрируют регрессивную направленность, что связано со снижением содержания $C_{орг}$ вверх по разрезу от 16,7% в киммериджских отложениях до 2,17-6,3% в породах волжского возраста (Кирюхина, 2013).

Высокие содержания $C_{орг}$, глинисто-кремнистый состав и находки фауны указывают на то, что в подошве клиноформного тела J3 осадконакопление происходило

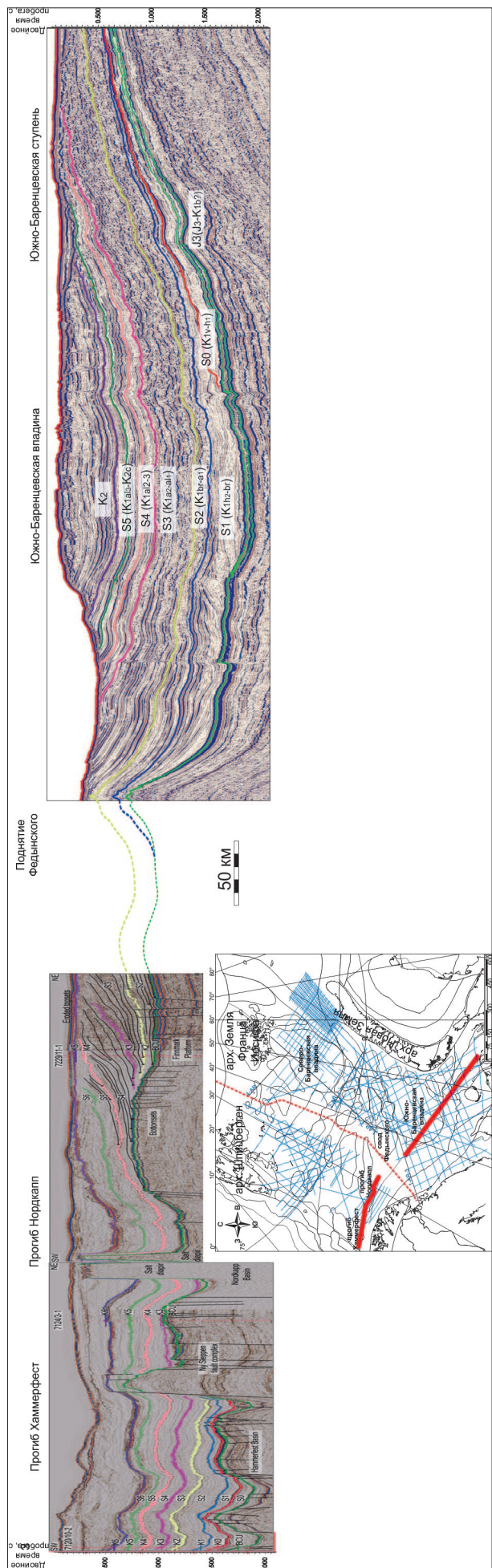


Рис. 4. Композитный сейсмический профиль через южную часть Баренцевоморского шельфа и сеймостратиграфические подкомплексы верхнеюрско-нижнемеловых отложений. Восточная часть – профиль RB 4190_52, интерпретация А.В. Мордасовой (Ступакова и др., 2015). Западная часть – интерпретация D. Marin (по Marin et al., 2017).

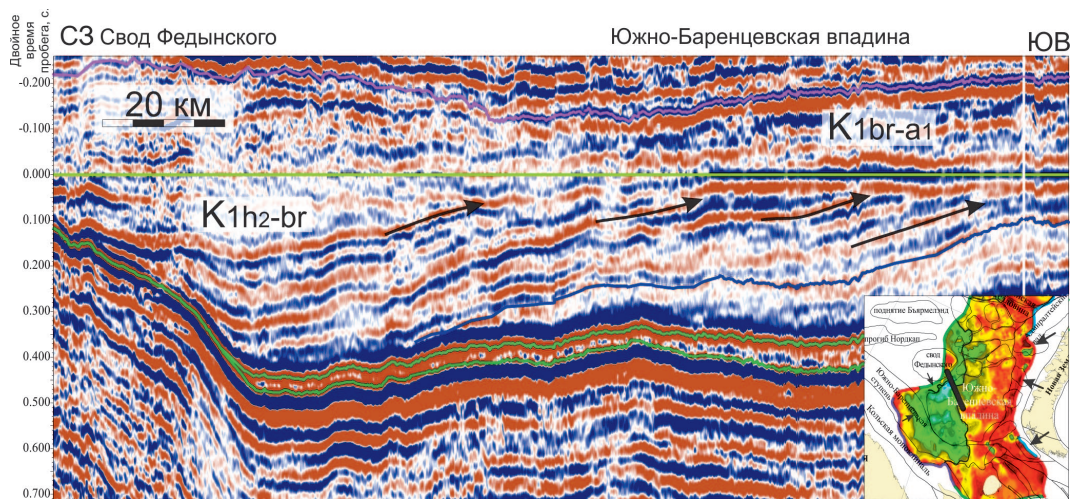


Рис. 5. Кровельное прилегание клиноформ верхнеготерив-барремского подкомплекса к поверхности барремского несогласия. Фрагмент профиля KS 1030 (Мордасова, 2018).

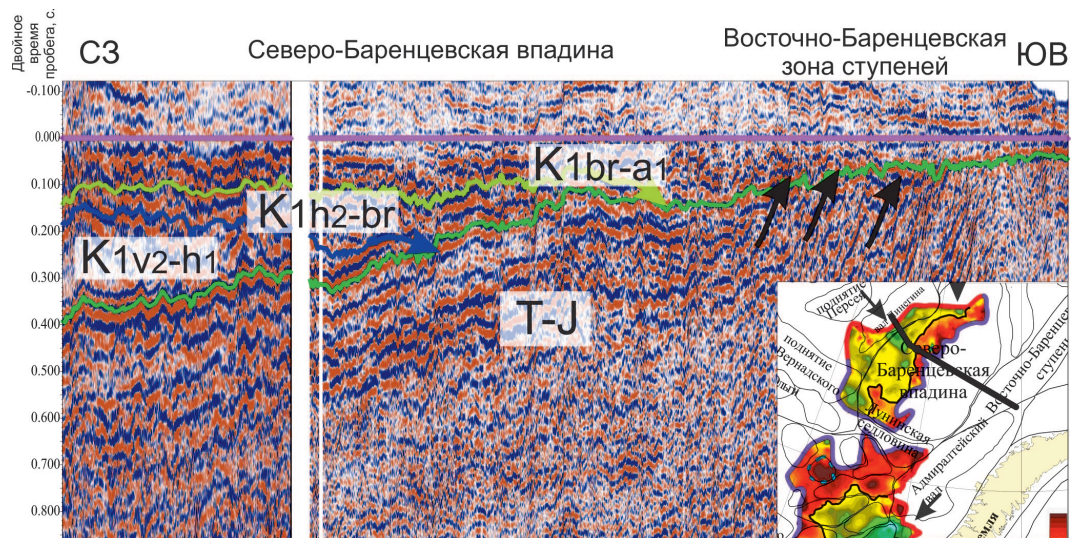


Рис. 6. Подошвенное прилегание валанжин – барремских отложений и эрозионный характер поверхности ВСУ в Северо-Баренцевской впадине. Композитный профиль P200703 – 200704 (Мордасова, 2018).

в условиях относительно глубоководных, благоприятных для концентрации органического вещества (ОВ). Постепенно за счет поступления обломочного материала содержание $C_{орг}$ падало, а впадина заполнялась.

В подкомплексе S1 выделяется несколько типов клиноформных тел, проградирующих к центру Южно-Баренцевской впадины. В западном и юго-западном направлении проградируют преимущественно сигмовидные готерив-барремские клиноформы (рис. 3). В центральной части Южно-Баренцевской впадины выделяются косые параллельные клиноформные тела высотой 50-90 м. Эти клиноформные тела охарактеризованы шламом из скв. Арктическая-1 и сложены аргиллитами темно-серыми с редкими прослоями серых алевролитов, известковистых аргиллитов и остатками фораминифер и радиолярий, что указывает на их образование в условиях мелководного шельфа, вероятно, прodelьты. Аналогичные клиноформные тела встречены на Южно-Баренцевской зоне ступеней, они проградируют на северо-восток (Мордасова и др., 2017).

Косые тангенциальные клиноформные тела высотой 110-140 м проградируют со стороны свода Федынского и в юго-западном направлении. В подножии отмечаются

тела с относительно плоской нижней и выпуклой верхней границей, которые могут быть связаны с отложениями конусов выноса, формирующихся в подножии клиноформ во время кратковременных падений уровня моря (рис. 10).

В Нижне-верхнемеловом ССК выделяются 4 подкомплекса: баррем-нижнеаптский (S2), апт-нижнеальбский (S3), средне-верхнеальбский (S4), альб-сеноманский (S5, рис. 7). На границе подкомплексов S3 и S4 отмечаются эрозионные врезы (рис. 11). Возраст несогласия на границе подкомплексов S3 и S4 оценивается как раннеальбский.

В подкомплексах S4 и S5 выделены клиноформные тела высотой до 50-70 м, с углами наклона 1-2°, что указывает на мелководные условия накопления (Мордасова и др., 2017).

Анализ особенностей сейсмических подкомплексов позволил выделить несколько типов клиноформных тел и провести их геологическую интерпретацию (табл. 1).

Бровки клиноформ ниже 100 м ассоциируются с береговой линией, в то время как бровки клиноформ выше 100 м – с границей мелководного шельфа и склона относительно глубоководной впадины.

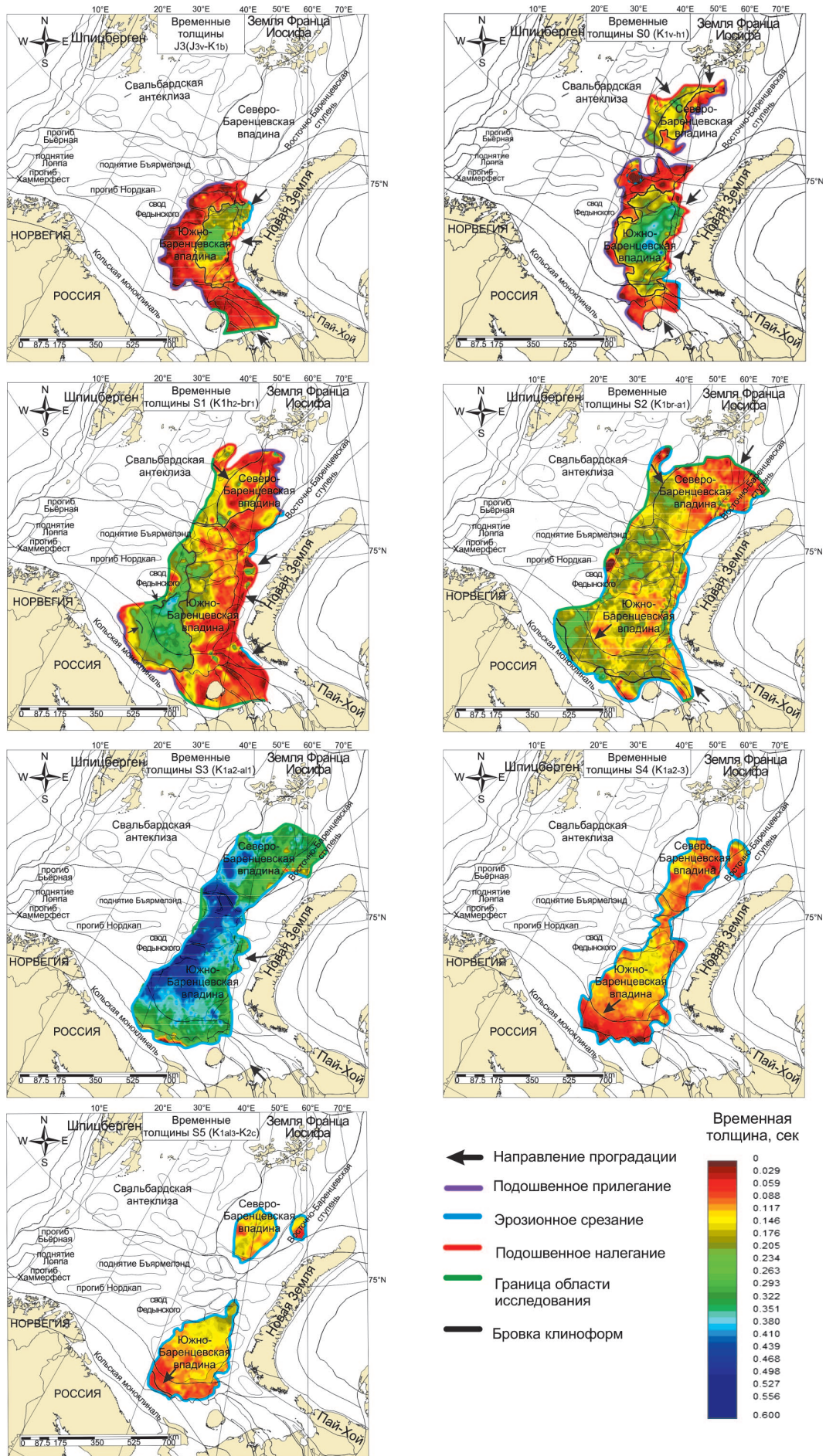


Рис. 7. Карты распространения и временных толщин сейсмических подкомплексов в верхнеюрско-нижнемеловом разрезе Баренцево-морского шельфа

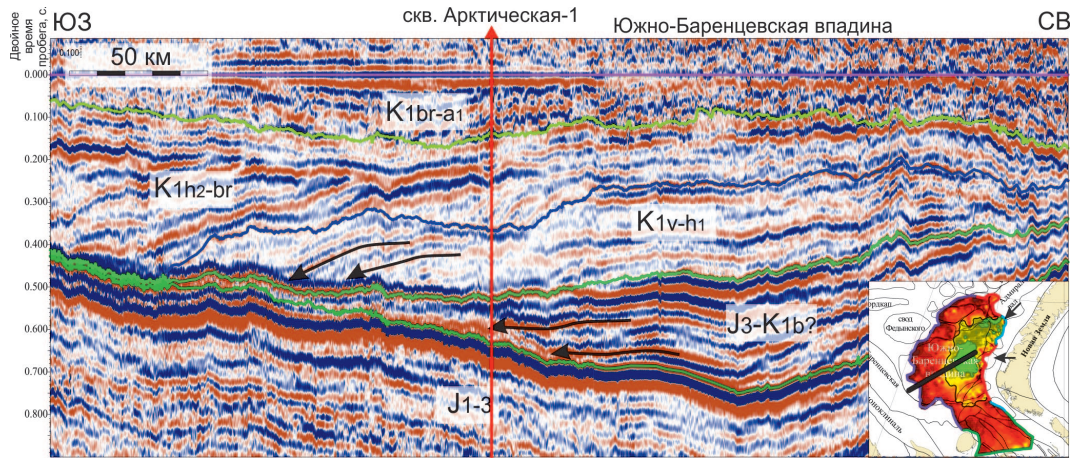


Рис. 8. Подошвенное налегание верхнеюрско-берриасских и прилегающие валанжин-нижнеготеривских отложений к кровле верхнеюрских битуминозных глин. Фрагмент профиля KS 907_607 (Мордасова, 2018).

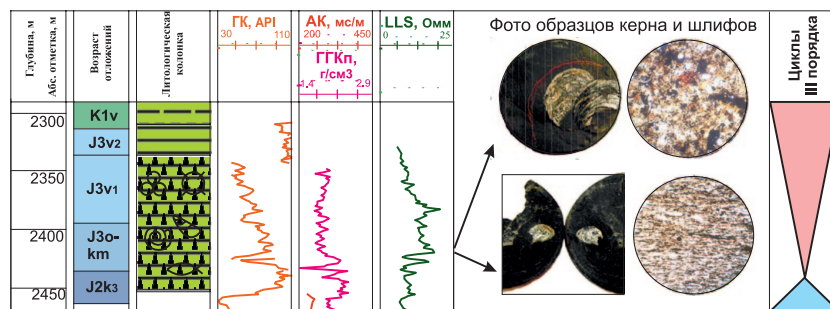


Рис. 9. Верхнеюрские битуминозные глины с раковинами двустворок в скв. Арктическая-1. Составила А.В. Мордасова по данным Г.И. Киреева и др. (Киреев и др., 2009).

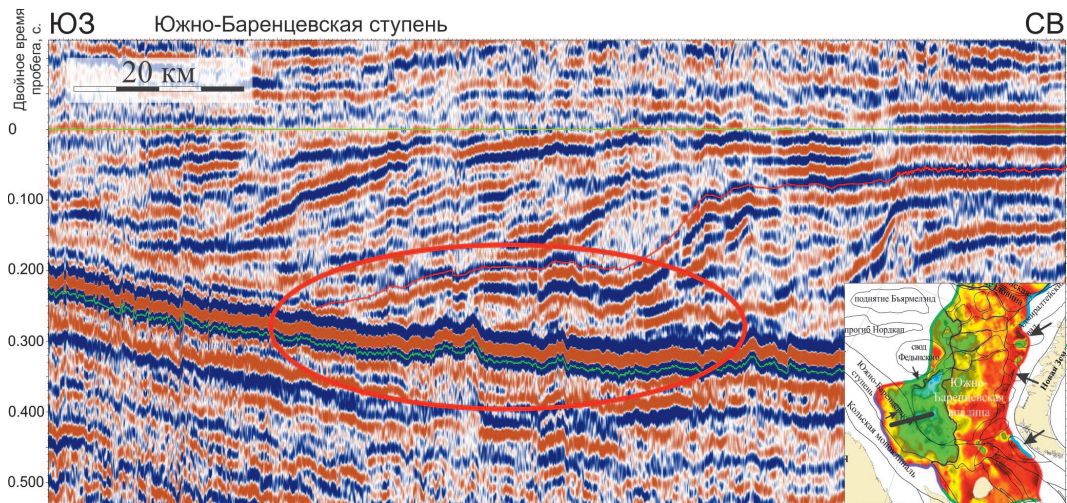


Рис. 10. Предполагаемый конус выноса в подножии готерив-барремских клиноформ. Фрагмент профиля KS 103 (Мордасова, 2018).

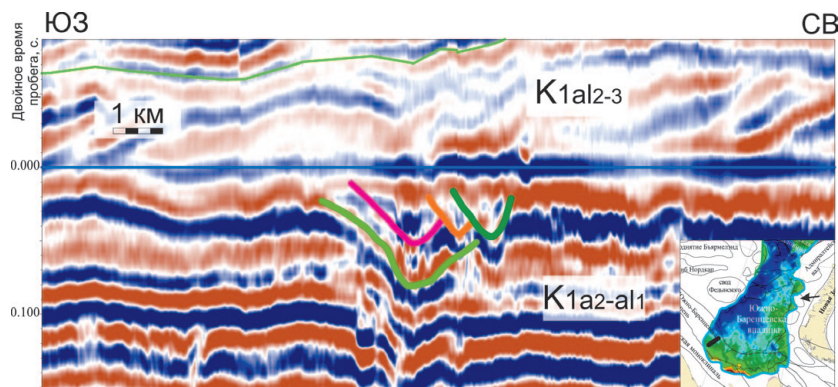


Рис. 11. Эрозионные врезы в кровле апт-нижнеальбского подкомплекса. Фрагмент профиля KS 907_607.

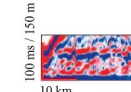

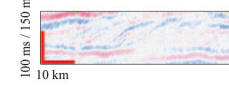

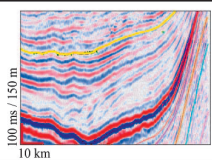

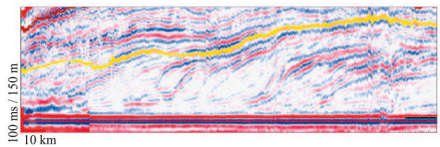

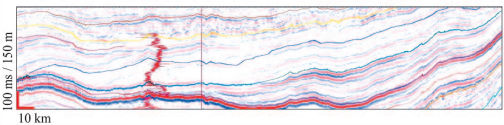

Масштаб	Сейсмический тип клиноформ	Интерпретация	Пример сейсмической записи	Условные обозначения
высота <100м	1. Косые тангенциальные клиноформы, высота 50-70м угол наклона 3-6° полого нисходящая траектория высокие амплитуды	Песчаный фронт дельты (береговая линия)		
	2. Косые параллельные клиноформы, высота 50-90м угол наклона около 1-2° плоская траектория низкие амплитуды	Глинистый фронт дельты (подводная часть дельты)		
высота >100м	3. Косые клиноформы, высота 110-140м угол наклона 1 - 2° плоская и полого нисходящая траектория низкие и средние амплитуды	Песчаные отложения конусов выноса в фондоформе (впадина на шельфе)		
	4. Сигмовидные клиноформы, высота 100-150м угол наклона 0,9 -2,2° восходящая и плоская траектория низкие и средние амплитуды	Песчаные в ундаформе (мелкий шельф) и фондоформе (впадина на шельфе), глинистые на склоне		
	5. Пологие клиноформенные тела, высота 170-220м угол наклона 0,2-0,25° низкие амплитуды	Глинистые отложения на склоне шельфовой впадины		

Табл. 1. Типы клиноформных тел в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях Баренцева моря (Мордасова, Сулова и др., 2017, с изменениями)

Картирование бровок клиноформ позволяет выделить основные палеогеографические границы и проследить их смещение во времени.

Из рисунка 12 видно, что клиноформные тела проградировали преимущественно с востока и северо-востока региона на запад и юго-запад. Таким образом, можно проследить последовательное заполнение относительно глубоководной впадины и ее смещение на юго-запад шельфа.

На основе каротажных данных проведен циклостратиграфический анализ (рис. 13). Циклиты ограничены поверхностями несогласия и соответствуют сейсмическим подкомплексам. Барремское, нижнеальбское и сеноманское несогласия наблюдаются как в Южно-Баренцевской впадине, так и на арх. Шпицберген и в Западно-Сибирской синеклизе (Мордасова, Сулова и др., 2017). Возраст циклитов и несогласий определялся по моллюскам, комплексам фораминифер и остракод – руководящей фауне для верхнеюрского и нижнемелового отделов (Павлов и др., 1988, Куприянова, 2013). Барремское несогласие выделяется на границе комплексов *Conorbinopsis barremicus* (K1br) и *Verneuilinoides subcliformis* (K1br-a1), нижнеальбское – на границе *Quadriformina ruckerae* Tarpan (K1al1) и *Ammobaculites fragmentaris* Cushman (K1al2-3).

Возраст сеноманского несогласия определяется в альб-сеноманской толще скв. Арктическая-1, содержащей комплекс *Verneuilinoides borealis assanoviensis* (K1al3-K2c) (Киреев и др., 2009). Границы циклитов совпадают с границами комплексов фауны и являются изохронными. Максимальные мощности циклитов наблюдаются в скважинах Арктическая-1, Северо-Мурманская-1 и Штокмановская-1. Циклиты J3, S0 и S1 выклиниваются в скважинах Северо-Мурманская-1, Лунинская-1, Северо-Кильдинская-80 и Ферсмановская-1. Мощность циклита

S3 сокращается в скважинах Мурманская-26 и Северо-Кильдинская-80 за счет эрозионного срезания. Циклиты S4 и S5 вскрыты только в центральной части Южно-Баренцевской впадины и уничтожены эрозией на бортах (Мордасова, 2018).

Согласно анализу цикличности в пределах клиноформ высотой более 100 м выделено 3 типовых разреза: разрез мелководной части, склоновой части и глубоководной части клиноформного тела (рис. 14). Полный набор типовых разрезов наблюдается в сигмовидных клиноформах 4 типа; в клиноформах 3 и 5 типа разрез ундаформы отсутствует.

Типовой разрез ундаформы характеризуется дифференцированными показаниями ГК, регрессивным трендом вверх по разрезу. По составу породы представлены как глинистыми, так и песчанистыми разностями. В скв. Лунинская-1 в верхней части клиноформ (ундаформе) готерив-барремского возраста керном охарактеризованы песчаники со слоями алевролита и углистого аргиллита, с зернами глауконита и стяжениями сидерита (фото 1).

Для склоновой части характерно увеличение мощности, монотонный характер кривой ГК, преимущественно глинистый состав, остатки нормально-морской фауны и пониженные содержания $C_{орг}$. В образцах, отобранных из готерив-барремских отложений скважины Северо-Мурманская-1, $C_{орг}$ меняется в пределах 0,4-1,2% (Мордасова, 2018).

Типовой разрез глубоководной части подробно описан выше (рис. 9).

Карское море

В Южно-Карской впадине (ЮКВ), подобно Западно-Сибирскому и Баренцевоморскому бассейнам, неоконские

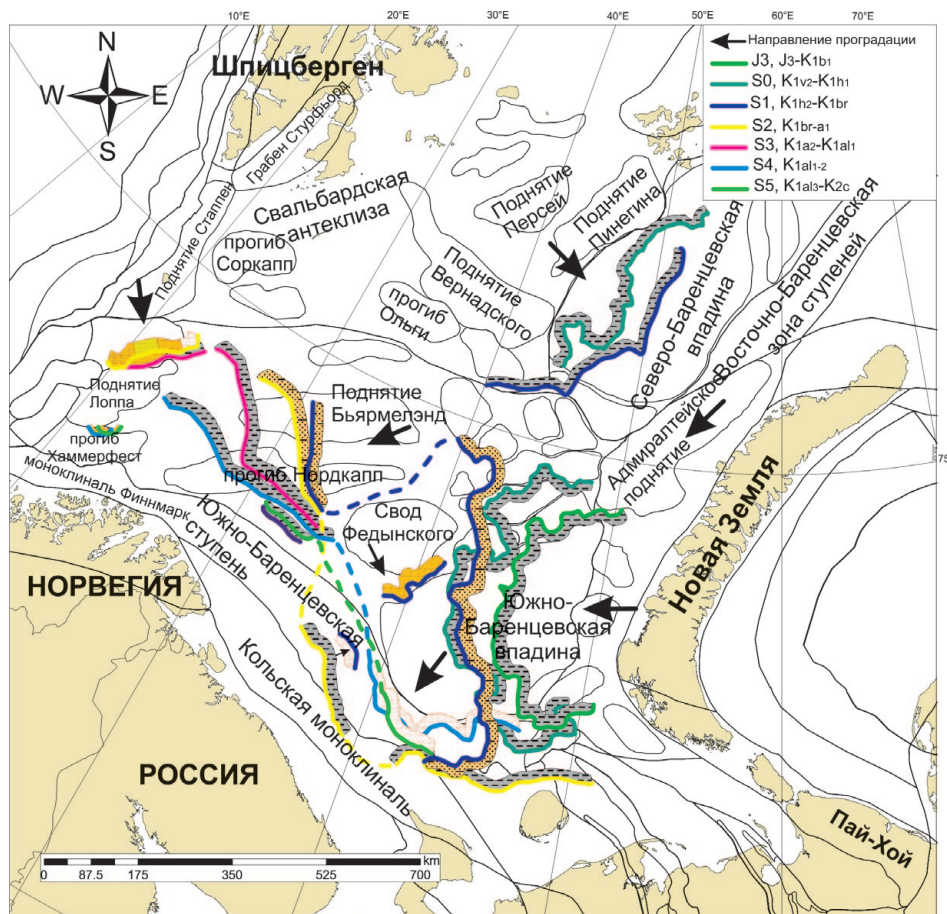


Рис. 12. Карта проградации верхнеюрско-нижнемеловых клиноформных тел в Баренцевом море. Условные обозначения для типов клиноформ в таблице 1 (Мордасова, 2018).

отложения имеют клиноформное строение. Однако клиноформы в Западной Сибири имеют преимущественно западное и северо-западное падение. Лишь в узкой полосе фиксируются косослоистые седиментационные тела, падающие на восток и северо-восток, в связи с чем осевая зона, где «встречаются» клиноформы противоположных направлений, смещена к Уралу. В южной же части Карского шельфа клиноформы с юго-запада распространены на большие площади. Они встречаются с восточными в районе западного окончания Русановского мегавала (рис. 15). Мощность клиноформных отложений здесь достигает 400 м. Глубина залегания подошвы комплекса достигает 3000 м в наиболее погруженной части. Возраст клиноформного комплекса ЮКВ оценивается как берриасс-готеривский.

На сейсмическом профиле в центральной части Южно-Карской впадины, ориентированном с юго-запада на север-восток, выделено шесть клиноформных тел восточного – юго-восточного падения (рис. 16). Эти тела прослежены и закартированы по сети профилей в центре Южно-Карской впадины (рис. 17). Определены параметры каждого тела: высота, протяженность и угол падения.

В результате выявлено, что в неокомских отложениях Южно-Карской впадины клиноформы преимущественно восточного падения, сигмовидной формы. Высота клиноформ достигает 320-400 м, а современные углы наклона меняются в пределах $0^{\circ}40' - 1^{\circ}25'$. Эти клиноформные тела не вскрыты скважинами. С учетом коэффициента уплотнения ~ 2 , который используется по аналогии с

Баренцевоморским шельфом, седиментационные углы клиноформ достигали $1^{\circ}20' - 2^{\circ}50'$. Полученные параметры позволяют сопоставить выше описанные клиноформы Южно-Карской впадины с сигмовидными клиноформами 4 типа Южно-Баренцевской впадины и предложить единый подход к созданию палеогеографических карт. Однако, судя по высоте клиноформ, бассейн осадконакопления в Южно-Карской впадине был более глубоководным, нежели на Баренцевоморском шельфе.

Палеогеография Баренцево-Карского шельфа в неокомское время

Анализ области распространения и толщин верхнеюрско-нижнемеловых отложений проведен на основе карт временных толщин ССК, сделанных авторами для восточной части Баренцевоморского шельфа и Южно-Карской впадины, и опубликованных карт для западной части шельфа (Marin et al., 2017; Kairanov et al., 2018).

Для преобразования время-глубина были использованы скоростные модели, выполненные ОАО «МАГЭ», а также сведения о толщинах циклитов по скважинам и на архипелагах (Гаврилов и др., 2010; Репин, Полуботко и др., 2007; Solheim et al., 1998).

Верхнеюрско-неокомские отложения (циклиты J3-S1) имеют широкое распространение на Баренцевоморском шельфе (рис. 18А). В Южно-Баренцевской впадине мощность верхнеюрско-неокомских отложений достигает 800 м, в Северо-Баренцевской впадине и в западной части шельфа мощность достигает 400-600 м.

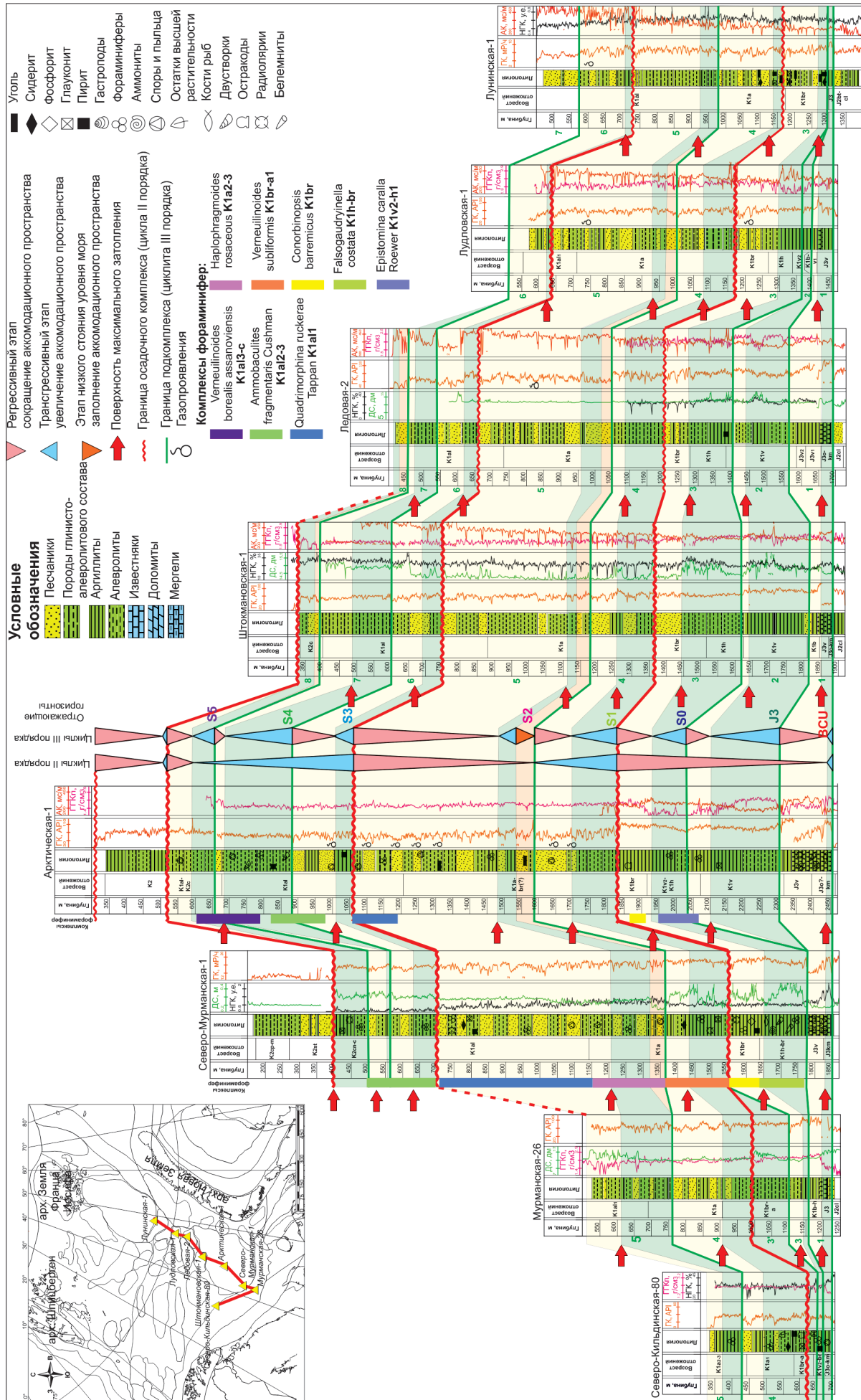


Рис. 13. Схема корреляции циклов в разрезе скважин в Южно-Баренцевской и Северо-Баренцевской впадинах. Выровнено на поверхность максимального затопления в верхней юре.

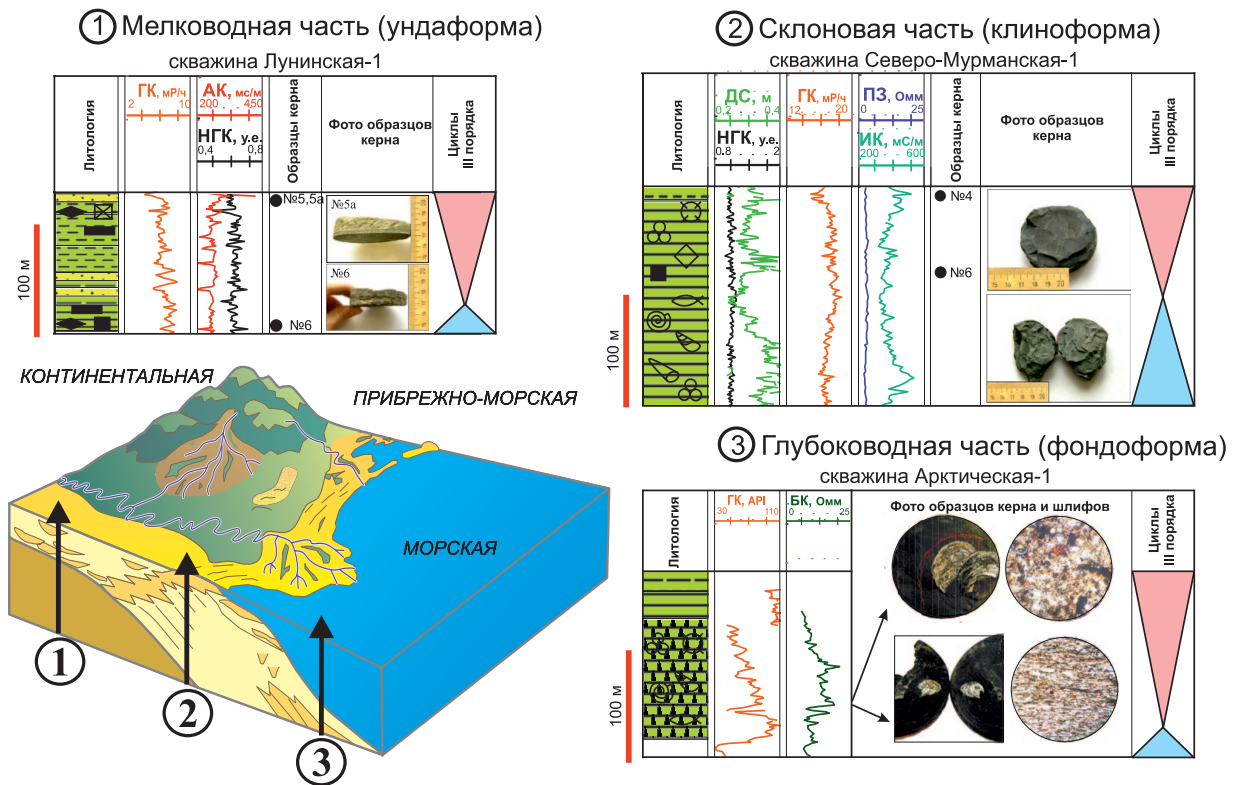


Рис. 14. Типовые разрезы мелководной, склоновой и глубоководной частей сигмовидных клиноформных тел. Условные обозначения на рис. 13.

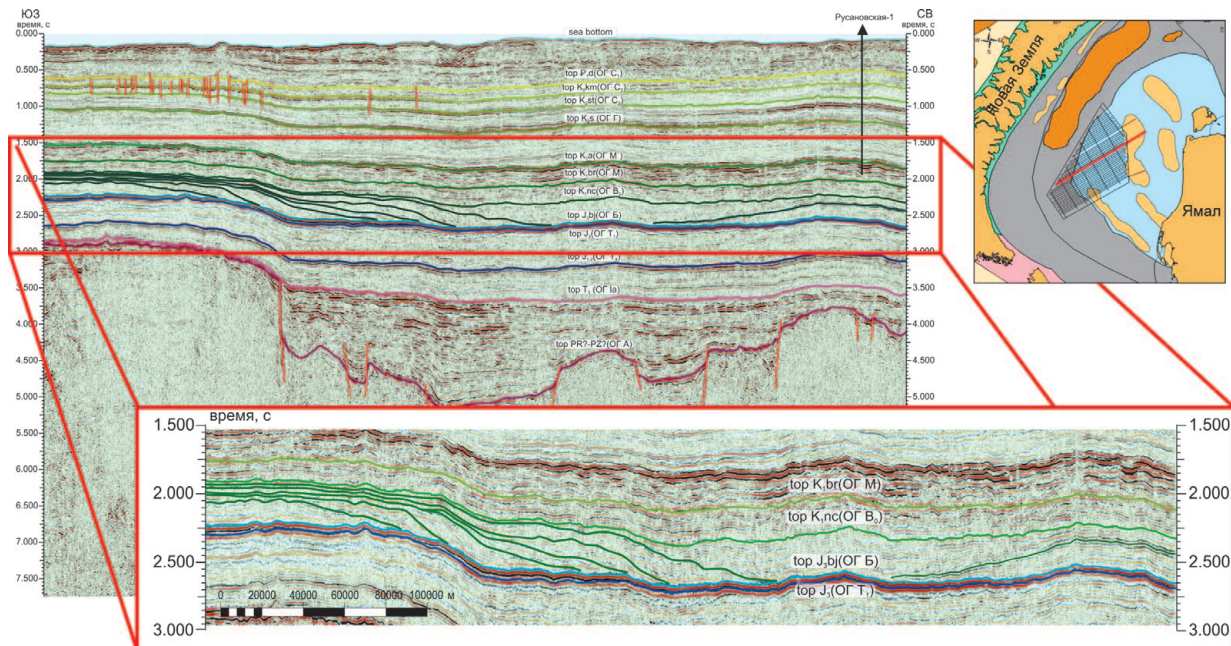


Рис. 15. Клиноформы встречного падения на сейсмическом профиле в центральной части Южно-Карской впадины

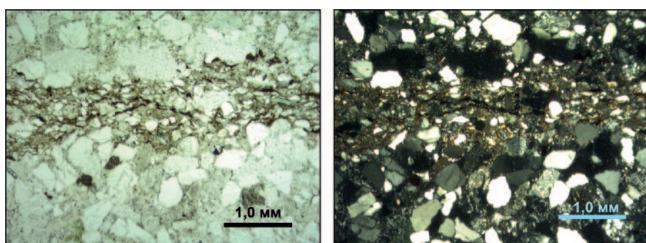


Фото 1. Песчаник кварц-граувакковый барремского возраста из скв. Лунинская-1, глубина 1164-1178 м

Максимальная мощность апт-сеноманских отложений – 1200-1400 м – отмечается в прогибе Хаммерфест и в Южно-Баренцевской впадине (рис. 18Б) (Мордасова, 2018).

Для палеогеографических реконструкций использовались седиментационные модели, разработанные для клиноформных толщ неокома Западной Сибири (Бородкин, Курчиков, 2015) и триаса Баренцева моря (Glorstad-Clark et al., 2011). В ундаформе предполагается развитие мелководно-морских и прибрежно-морских фаций, клиноформа формирует склон шельфа, а в подножии тела

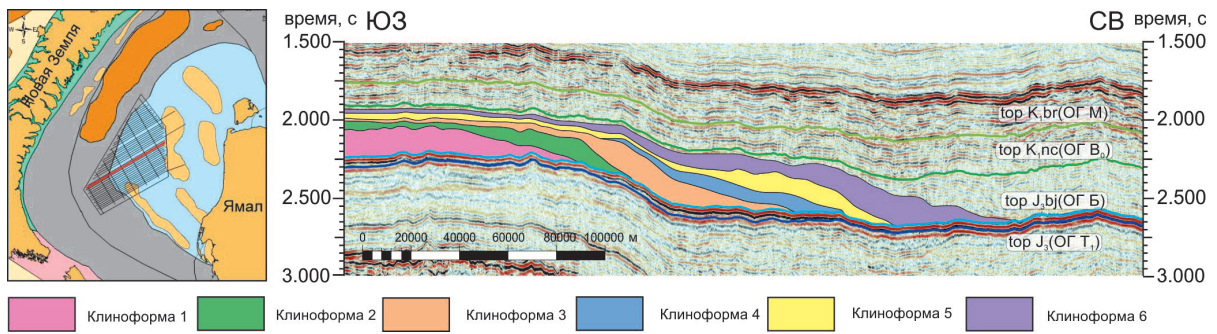


Рис. 16. Проградация некомских клиноформных тел на Карском шельфе в северо-восточном направлении.

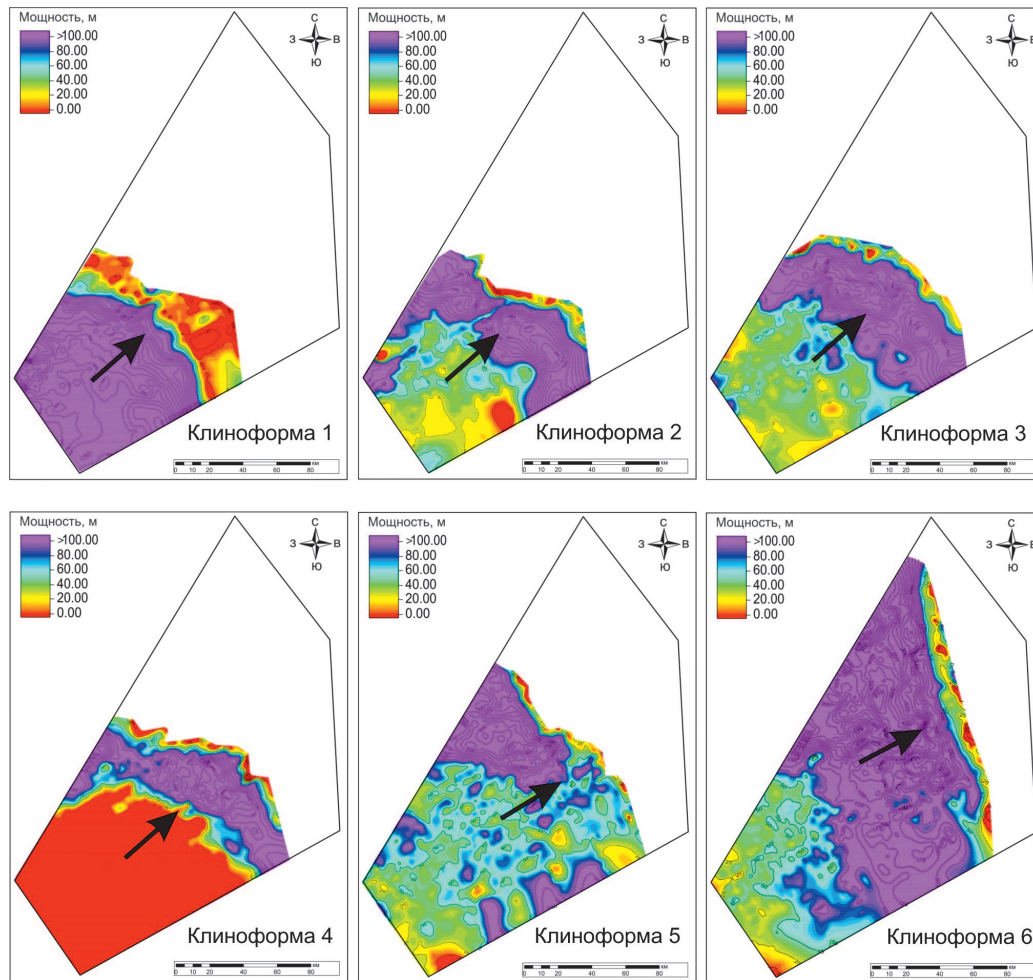


Рис. 17. Карты мощностей некомских клиноформ Южно-Карской впадины. Стрелками показано направление проградации клиноформ.

(фондоформа) располагается относительно глубоководная шельфовая впадина.

Позднеюрское время характеризуется некомпенсированным осадконакоплением, в это время обширная часть шельфа покрыта морем и создаются условия для концентрации ОБ в осадке (Сулова, 2014; Кирюхина 2013; рис. 19).

С началом тектонической активизации обрамляющих поднятий в неомское время на Баренцево-Карском шельфе господствует лавинная седиментация и формируются клиноформные толщи; на склонах растущих поднятий формируются масштабные конседиментационные линзы (рис. 20). В начале неомского времени клиноформы Южно-Карской впадины проградировали в северо-восточном направлении. Вероятно, источником

сноса служило складчатое сооружение Урала. К концу гоетерива кроме материала с юго-запада (Урала), происходило поступление осадков и с западного направления.

В раннемеловую эпоху Новоземельская складчатая область испытала очередной импульс воздымания, и в окружающие впадины поступила новая порция терригенного материала. Не исключено, что в пределах современного арх. Новая Земля в раннемеловую эпоху существовал пролив, который связывал Южно-Баренцевскую и Южно-Карскую впадины.

В гоетериве-барреме на Баренцевоморском шельфе происходило активное заполнение относительно глубоководной впадины на шельфе: депоцентр осадконакопления смещался на юго-запад региона, в восточной части формировалась дельтовая равнина (рис. 21).

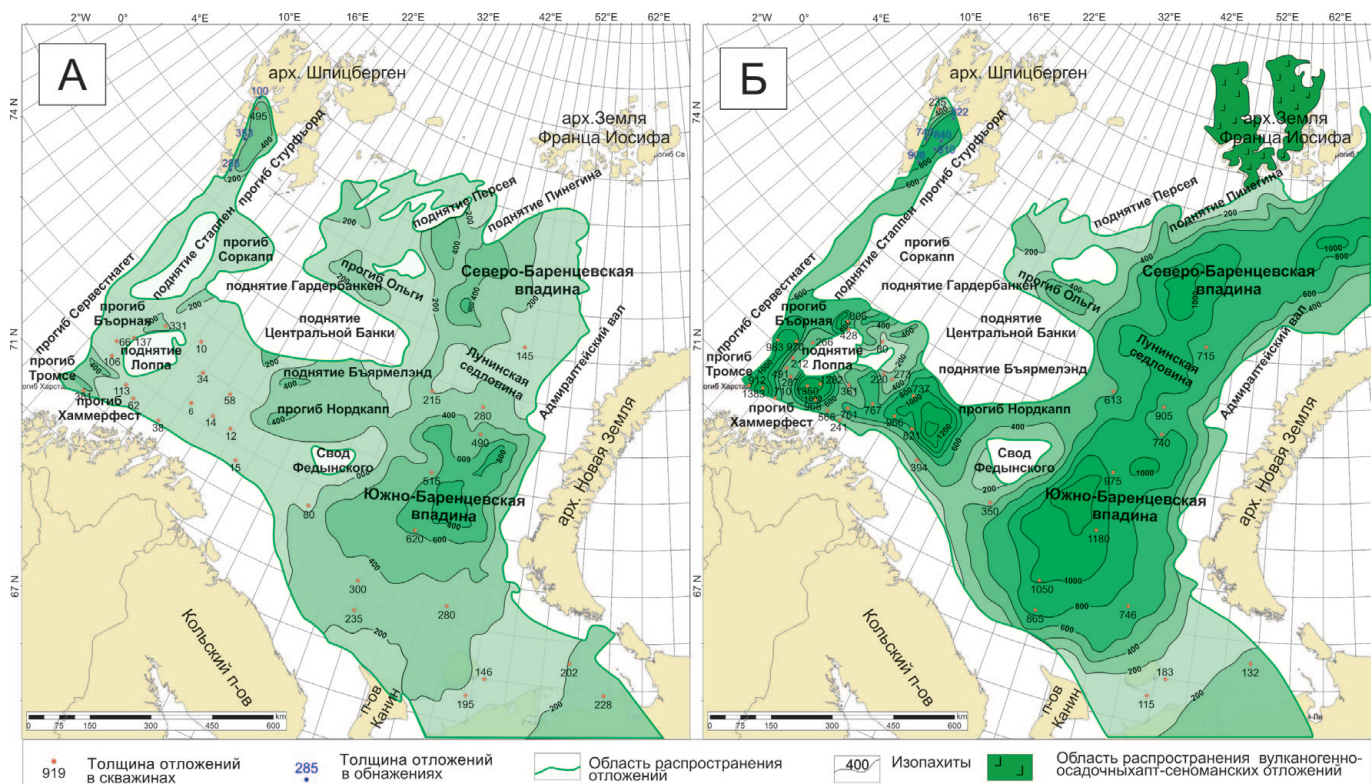


Рис. 18. Карты распространения и толщин верхнеюрско-неокомских (А) и апт-сеноманских (Б) отложений Баренцевоморского шельфа (Мордасова, 2018)

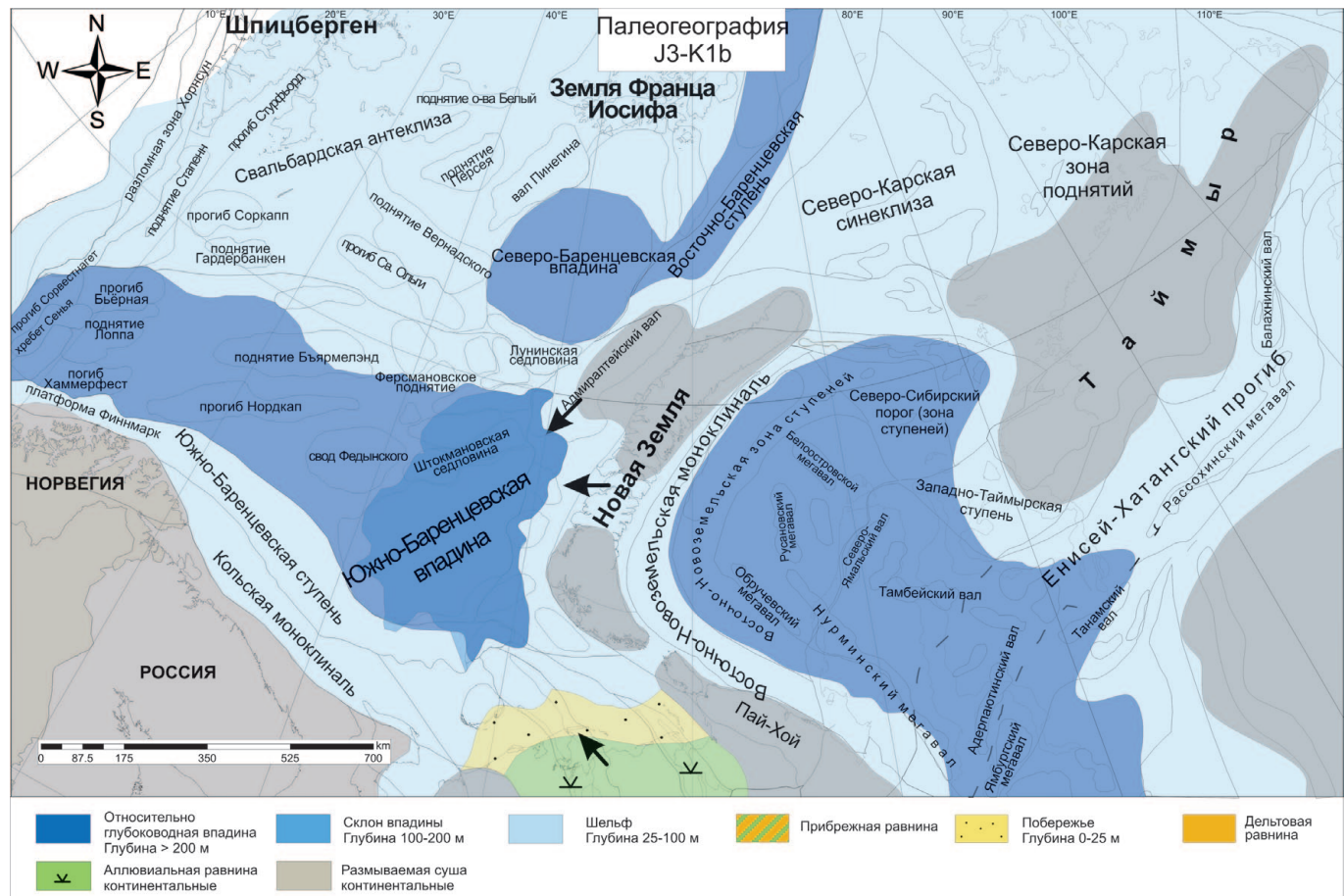


Рис. 19. Палеогеография Баренцево-Карского шельфа в поздней юре и берриасе

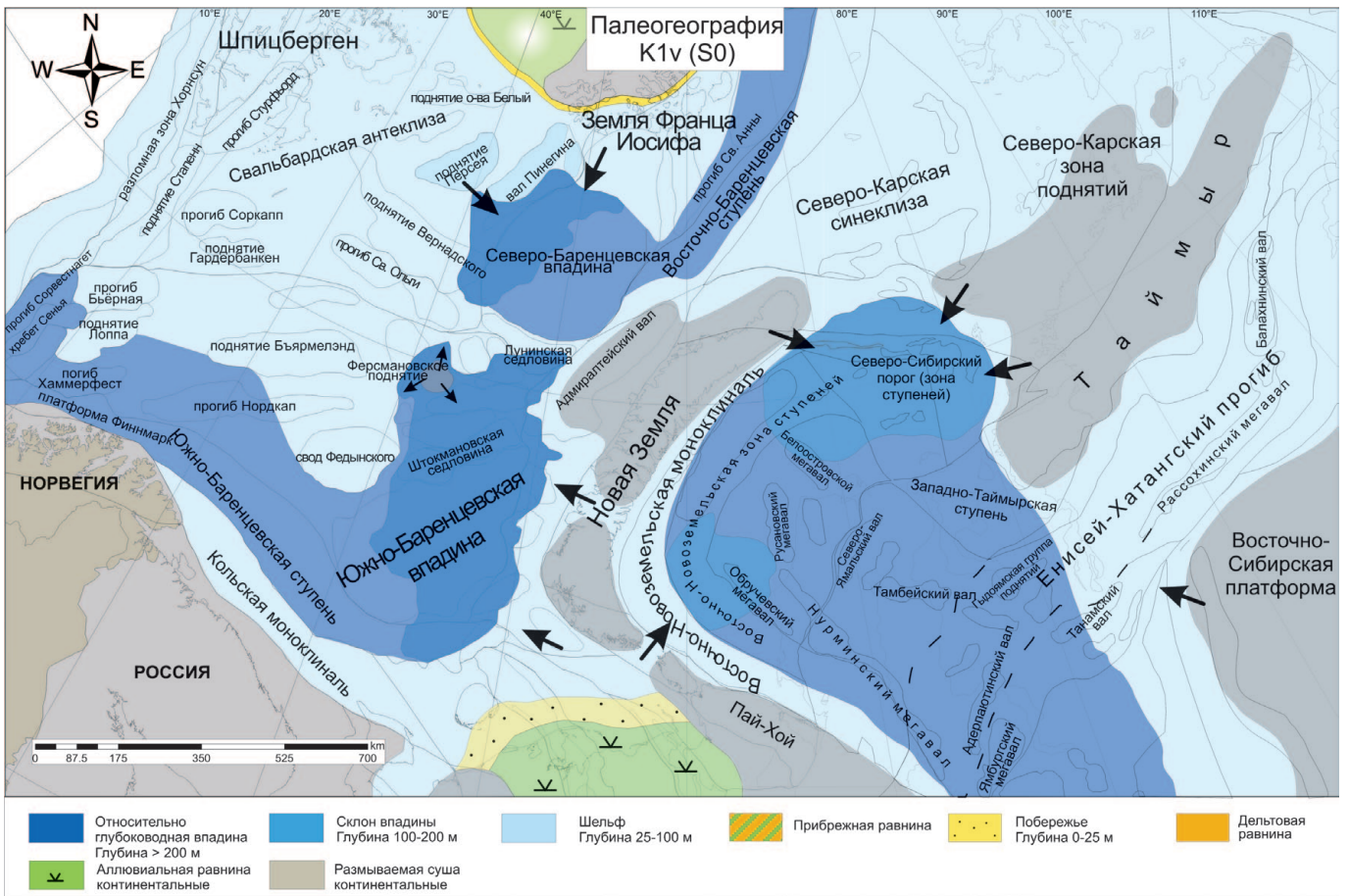


Рис. 20. Палеогеография Баренцево-Карского шельфа в валанжине

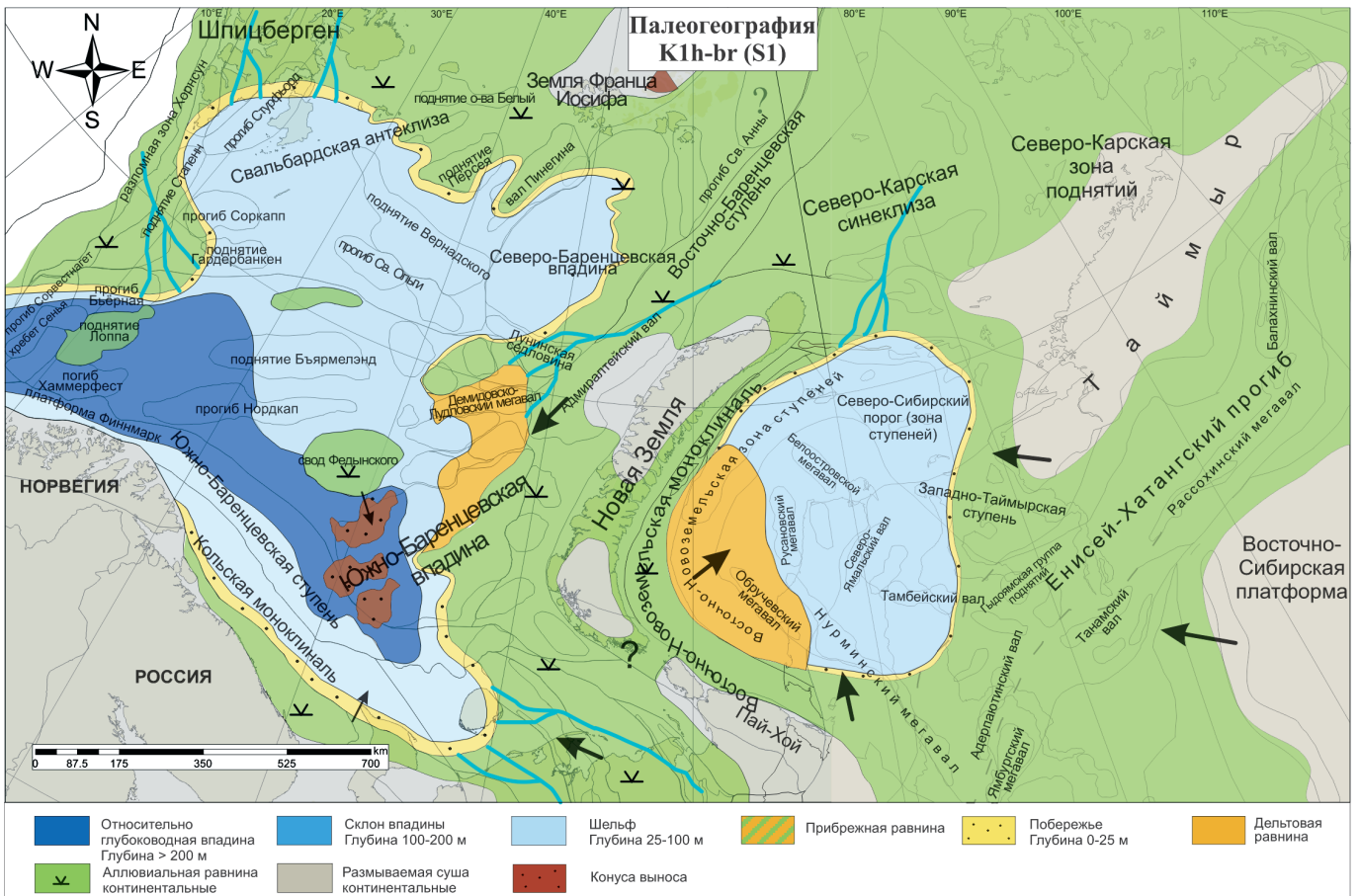


Рис. 21. Палеогеография Баренцево-Карского шельфа в готериве-барреме

В барреме – начале аптского века режим лавинной седиментации сохраняется лишь в юго-западной части Баренцевоморского шельфа; в восточной части и на Карском шельфе формируется толща прибрежно-морского и континентального генезиса в условиях компенсированного осадконакопления. Общий аплифт на рубеже баррема-апта сопровождается вулканической активностью на арх. Шпицберген и Земля Франца-Иосифа (Репин и др., 2007; Solheim et al., 1998; Corfu et al., 2013). В это же время отмечается аплифт и рост инверсионных поднятий на севере Баренцевоморского шельфа (Kaiganov et al., 2018, Мордасова, 2018). Снос осадочного материала происходил с востока и северо-востока региона в Южно-Баренцевскую, Северо-Баренцевскую впадины, а также прогибы Хаммерфест и Нордкапп. Дополнительными источниками сноса в разное время служили обрамляющие шельф поднятия.

Заключение

В верхнеюрско-нижнемеловом разрезе Баренцево-Карского шельфа выделяется два ССК – верхнеюрско-неокомский и ниже-верхнемеловой, и семь подкомплексов. Каждый подкомплекс ограничен поверхностями несогласий и коррелятивными согласными поверхностями и имеет региональное распространение на всем Баренцевоморском шельфе. Верхнеюрско-неокомский ССК имеет клиноформное строение, обусловленное заполнением относительно глубоководной впадины на шельфе. Ниже-верхнемеловой ССК в восточной части шельфа имеет субпараллельное строение, что указывает на смещение относительно глубоководной впадины на запад, где обнаружены разновозрастные клиноформы. Выделено пять типов клиноформных тел, которые сформировались в различных палеогеографических областях шельфа. В сигмовидных клиноформных телах предполагается развитие протяженных песчаных пластов в ундаформе, в тангенциальных клиноформах прогнозируются песчаные конуса выноса в подножии. С «шельфовыми» пластами ундаформы могут быть связаны пластово-сводовые залежи УВ в районе Штокмановской и Демидовско-Лудловской седловин и Обручевского мегавала. Песчаные пласты конусов выноса в подножии тангенциальных клиноформ рассматриваются в качестве литологически ограниченной ловушки УВ и прогнозируются в юго-западной части Южно-Баренцевской впадины.

Литература

Басов В.А., Пчелина Т.М., Василенко Л.В., Корчинская М.В., Фефилова Л.А. (1997). Обоснование возраста границ осадочных секвенций мезозоя на шельфе Баренцева моря. Сб.: *Стратиграфия и палеонтология Российской Арктики*. СПб.: ВНИИОкеангеология.

Бородкин В.Н., Курчиков А.Р. (2015). К вопросу уточнения западной и восточной границ ачимовского клиноформного комплекса Западной Сибири. *Геология и геофизика*, 56(9), с. 1630-1642.

Гаврилов В.П., Гибшман Н.Б., Карнаухов С.М., Холодилов В.Л., Цемкало М.Л., Шамалов Ю.В. (2010). Биостратиграфия и литофация нефтегазоносных отложений Баренцево-Карского региона. М.: ООО «Издательский дом Недра», 255 с.

Евсюков В.Г., Винниковский В.С. (1998). Каталог и стратиграфические таблицы скважин пробуренных на нефть и газ ГП-К «Арктикморнефтегазразведка» и «АПГО» (на 01.01.1998 г.). Мурманск.

Карагодин Ю.Н. (1980). Седиментационная цикличность. М.: Недра, 242 с.

Киреев Г.И., Руденко М.Н. и др. Отчёт по теме: «Комплексная обработка материалов бурения скважин Баренцевоморского региона

(скважины № 1-Адмиралтейская, № 1-Крестовая, № 1-Арктическая, № 1-Фермановская)» (Гос. контракт № 01/12/70-5 от 18 июня 2008 г.).

Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А. и др. (2014). Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде. *Геология и геофизика*, 55(5-6), с. 745-776.

Кирюхина Н.М. (2013). Нефтегазогенерационный потенциал юрских отложений шельфа Баренцева моря. *Дисс. канд. геол.-мин. наук*. М.: МГУ.

Куприянова Н.В. (2013). Баррем-аптские остракоды шельфа Баренцева моря и их биостратиграфическая и палеофациальная интерпретация. *Материалы по биостратиграфии, фауне и флоре фанерозоя России, Атлантики и Антарктиды. Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология*, 226, с. 130-153.

Маргулис Е.А. (2014). История формирования осадочного чехла Баренцево-Карского региона. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 9(4). https://doi.org/10.17353/2070-5379/52_2014

Мордасова А.В., Сусллова А.А., Ступакова А.В. (2017). Сейсмостратиграфические комплексы нижнемеловых отложений Баренцева моря. *Георесурсы*, с. 36-42. DOI: 10.18599/grs.19.5

Мордасова А.В. (2018). Условия формирования и перспективы нефтегазоносности верхнеюрско-нижнемеловых отложений Баренцевоморского шельфа. *Дисс. канд. геол.-мин. наук*. М.: МГУ.

Наумов А.Л., Хафизов Ф.З. (1986). Новый вид литологических ловушек в неокоских отложениях Западной Сибири. *Геология нефти и газа*, 6, с. 31-35.

Нежданов А.А., Пономарев В.А., Туренков Н.А., Горбунов С.А. (2000). Геология и нефтегазоносность ачимовской толщи Западной Сибири. М.: Изд-во Академии горных наук, 249 с.

Официальный сайт Норвежского Нефтяного директората (Norwegian Petroleum Directorate). <http://www.npd.no>

Павлов Л.А., Матигоров А.А., Егорова О.Л. (1988). Изучение литолого-фациального состава пород, корреляция разрезов и составление эталонных коллекций мезозойско-палеозойских отложений Баренцева и Карского морей по материалам бурения ПО «Арктикморнефтегазразведка». Отчет по теме 4/86-88. Мурманск, 248 с.

Репин Ю.С., Полуботко И.В., Киричкова А.И., Куликова Н.К. (2007). Осадочный мезозой архипелага Земля Франца-Иосифа. Вопросы стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии. Под ред. В.А. Прозоровского. СПб., с. 56-76.

Ступакова А.В. (2011). Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа и прилегающих территорий. *Геология нефти и газа*, 6, с. 99-115.

Ступакова А.В., Кирюхина Т.А., Сусллова А.А., Норина Д.А., Майер Н.М., Прошина Н.В., Мордасова А.В. (2015). Перспективы нефтегазоносности мезозойского разреза Баренцевоморского бассейна. *Георесурсы*, 2(61), с. 13-26.

Сусллова А.А. (2014). Сейсмостратиграфический анализ и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Баренцевоморского шельфа. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 9(2), с. 1-19.

Устинов Н.В., Басов В.А., Куприянова Н.В., Куликова Н.К., Шурекова О.В. (2013). Лито- и биостратиграфия юрских и нижнемеловых (рязанских) отложений Штокмановской площади в Баренцевом море. *Материалы по биостратиграфии, фауне и флоре фанерозоя России, Атлантики и Антарктиды. Труды НИИГА – ВНИИОкеангеология*, 226, с. 102-117.

Шимкус К.М., Шлезингер А.Е. (1984). Клиноформы осадочного чехла по данным сейсморазведки. *Литология и полезные ископаемые*, 1, с. 105-116.

Allen P., Allen L.R. (1990). Basin analysis. Principles and applications. *Blackwell Scientific Publications*, 451 p.

Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svensen H., Zayoncheck A. et al. (2013). U-Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province. *Geological Magazine*, 150(6), pp. 1127-1135. <https://doi.org/10.1017/S0016756813000162>

Dor'e A.G., Scotchman I.C. and Corcoran D. (2000). Cenozoic exhumation and prediction of the hydrocarbon system on the NW European margin: *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, pp. 615-618, doi:10.1016/S0375-6742(00)00137-0

Faleide, J.I., Tsikalas F., Breivik A.J., Mjelde R., Ritzmann O., Engen O., Wilson J., Eldholm O. (2008). Structure and evolution of the continental margin of Norway and the Barents Sea. *Episodes*, 31, p. 82.

Glorstad-Clark E., Birkeland E.P., Nystuen J.P., Faleide J.I., Midkandal I. (2011). Triassic platform-margin deltas in the western Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 28, pp. 1294-1314. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.03.006>

Grundvåg S.A., Olaussen S. (2017). Sedimentology of the Lower Cretaceous at Kikutodden and Keilhaufjellet, Southern Spitsbergen: implications for an onshore-offshore link. *Polar Research*, 36:1, 1302124, DOI: 10.1080/17518369.2017.1302124.

Helland-Hansen W., Hampson G.J. (2009). Trajectory analysis: Concepts and applications. *Basin Research*, 25(5), pp. 454-483. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00425.x>

Henriksen E., Bjørnseth H.M., Hals T.K., Heide T., Kiryukhina T., Kløvjan O.S., Larssen G.B., Ryseth A.E., Rønning K., Sollid K., Stoupakova A. (2011). Chapter 17: Uplift and erosion of the greater Barents Sea: Impact on prospectivity and petroleum systems. Geological Society, London, *Memoirs*, v. 35, pp. 271-281, doi:10.1144/M35.17.

Kairanov B., Escalona A., Mordasova A., Sliwinska K.K., Suslova A. (2018). Early Cretaceous tectonostratigraphic evolution of the north central Barents Sea. *Journal of Geodynamics*, 119, pp. 183-198. DOI:10.1016/j.jog.2018.02.0092018.

Marin D., Escalona A., Sliwinska K.K., Nøhr-Hansen H., Mordasova A. (2017). Sequence stratigraphy and lateral variability of Lower Cretaceous clinoforms in the southwestern Barents Sea. *AAPG bulletin, American Association of Petroleum Geologists (United States)*, 101(9), pp. 1487-1517. DOI: 10.1306/10241616010

Schlager W., Adams E.W. (2001). Model for the sigmoidal curvature of submarine slopes. *Geology*, 29(10), pp. 883-886. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0883:MFTSCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0883:MFTSCO>2.0.CO;2)

Seldal J. (2005). Lower Cretaceous: the next target for oil exploration in the Barents Sea? *Petroleum Geology Conference series*, 6, pp. 231-240. <https://doi.org/10.1144/0060231>

Solheim A., Musatov E., Neintz N. (1998). Geological aspects of Franz Josef land and the northernmost Barents Sea. Oslo: Norsk Polarinstitut, 120 p.

Сведения об авторах

Алина Владимировна Мордасова – кандидат геол.-мин. наук, научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

E-mail: a.mordasova@oilmsu.ru

Антонина Васильевна Ступакова – доктор геол.-мин. наук, профессор, директор Института перспективных исследований нефти и газа, заведующий кафедрой геологии и геохимии горючих ископаемых

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Анна Анатольевна Суслова – кандидат геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Дарья Константиновна Ершова – аспирант кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Россия, 119234, Москва, Ленинские горы, д. 1

Светлана Александровна Сидоренко – доктор геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник лаборатории комплексного геолого-геофизического изучения и освоения нефтегазовых ресурсов континентального шельфа

Институт проблем нефти и газа РАН

Россия, 119333, Москва, ул. Губкина, д. 3

Статья поступила в редакцию 19.03.2019;

Принята к публикации 30.04.2019; Опубликовано 20.05.2019

IN ENGLISH

Conditions of formation and forecast of natural reservoirs in clinoform complex of the Lower Cretaceous of the Barents-Kara shelf

A.V. Mordasova^{1*}, A.B. Stoupakova¹, A.A. Suslova¹, D.K. Ershova¹, S.A. Sidorenko²

¹Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

²Oil and Gas Research Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

*Corresponding author: Alina V. Mordasova, e-mail: a.mordasova@oilmsu.ru

Abstract. Unique Leningradsky and Rusanovsky gas-condensate fields in the Barrem-Cenomanian layer are discovered in the Kara Sea. Non-industrial accumulations of oil and gas have been discovered in the Lower Cretaceous sediments of the western part of the Barents Sea shelf. However, the structure and oil and gas potential of the Lower Cretaceous sediments of the Barents-Kara shelf remain unexplored. Based on the seismic-stratigraphic and cyclostratigraphic analysis, a regional geological model of the Lower Cretaceous deposits of the Barents-Kara shelf was created, the distribution area and the main stages of the accumulation of clinoforms were identified. As a result of a detailed analysis of the morphology of clinoform bodies, paleogeographic conditions were restored in the Early Cretaceous and a forecast of the distribution of sandy reservoirs was given.

Keywords: Barents-Kara shelf, Cretaceous sediments, seismic stratigraphic analysis, clinoform, cyclite, disagreement, surface flooding, paleogeography, natural reservoir

Recommended citation: Mordasova A.V., Stoupakova A.B., Suslova A.A., Ershova D.K., Sidorenko S.A. (2019).

Conditions of formation and forecast of natural reservoirs in clinoform complex of the Lower Cretaceous of the Barents-Kara shelf. *Georesursy = Georesources*, 21(2), pp. 63-79. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2019.2.63-79>

References

Allen P., Allen L.R. (1990). Basin analysis. Principles and applications. *Blackwell Scientific Publications*, 451 p.

Basov V.A., Pchelina T.M., Vasilenko L.V., Korchinskaya M.V., Fefilova L.A. (1997). Justification of age of the Mesozoic sedimentary sequences boundaries on the Barents Sea shelf. *Sb.: Stratigrafiya i paleontologiya Rossiiskoi Arktiki* [Coll. papers: Stratigraphy and Paleontology of the Russian Arctic]. St.Petersburg: VNIIOkeangeologiya. (In Russ.)

Borodkin V.N., Kurchikov A.R. (2015). On the question of clarification of the western and eastern borders of the Achimov clinoform complex of Western Siberia. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 56(9), pp. 1630-1642. (In Russ.)

Corfu F., Polteau S., Planke S., Faleide J.I., Svendsen H., Zayoncheck A. et al. (2013). U-Pb geochronology of Cretaceous magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province. *Geological Magazine*, 150(6), pp. 1127-1135. <https://doi.org/10.1017/S0016756813000162>

Dor'e A.G., Scotchman I.C. and Corcoran D. (2000). Cenozoic exhumation and prediction of the hydrocarbon system on the NW European margin: *Journal of Geochemical Exploration*, 69-70, pp. 615-618, doi:10.1016/S0375-6742(00)00137-0

- Evsyukov V.G., Vinnikovskii V.C. (1998). Katalog i stratigraficheskie tablitsy skvazhin proburenykh na neft' i gaz GP-K "Arktikmorneftegazrazvedka" i "APGO" (po sostoyaniyu na 01.01.1998 g.) [Catalog and stratigraphic tables of wells drilled for oil and gas GP-K "Arcticmorneftegazrazvedka" and "APGO"]. Murmansk. (In Russ.)
- Faleide, J.I., Tsikalas F., Breivik A.J., Mjelde R., Ritzmann O., Engen O., Wilson J., Eldholm O. (2008). Structure and evolution of the continental margin of Norway and the Barents Sea. *Episodes*, 31, p. 82.
- Gavrilov V.P., Gibshman N.B., Karnaukhov SM., Kholodilov VL., Tsemkalo M.L., Shamalov Yu.V. (2010). Biostratigrafiya i litofatsiya neftegazonosnykh otlozhenii Barentsevo-Karskogo regiona [Biostratigraphy and lithofation of oil and gas deposits in the Barents-Kara region]. Moscow: Nedra, 255 p. (In Russ.)
- Glorstad-Clark E., Birkeland E.P., Nystuen J.P., Faleide J.I., Midkandal I. (2011). Triassic platform-margin deltas in the western Barents Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 28, pp. 1294-1314. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.03.006>
- Grundvåg S.A., Olausson S. (2017). Sedimentology of the Lower Cretaceous at Kikutodden and Keilhauffjellet, Southern Spitsbergen: implications for an onshore-offshore link. *Polar Research*, 36:1, 1302124, DOI: 10.1080/17518369.2017.1302124.
- Helland-Hansen W., Hampson G.J. (2009). Trajectory analysis: Concepts and applications. *Basin Research*, 25(5), pp. 454-483. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00425.x>
- Henriksen E., Bjørnseth H.M., Hals T.K., Heide T., Kiryukhina T., Kløvjan O.S., Larssen G.B., Ryseth A.E., Rønning K., Sollid K., Stoupakova A. (2011). Chapter 17: Uplift and erosion of the greater Barents Sea: Impact on prospectivity and petroleum systems. Geological Society, London, Memoirs, v. 35, pp. 271-281, doi:10.1144/M35.17.
- Kairanov B., Escalona A., Mordasova A., Sliwinska K.K., Suslova A. (2018). Early Cretaceous tectonostratigraphic evolution of the north central Barents Sea. *Journal of Geodynamics*, 119, pp. 183-198. DOI:10.1016/j.jog.2018.02.0092018.
- Karagodin Yu.N. (1980). Sedimentatsionnaya tsiklichnost' [Sedimentary cyclicity]. Moscow: Nedra, 242 p. (In Russ.)
- Kireev G.I., Rudenko M.N. et al. (2008). Complex processing of drilling wells data in the Barents Sea region (wells 1-Admiralteyskaya, 1-Krestovaya, 1-Arctic, 1-Fersmanovskaya). Report. (In Russ.)
- Kiryukhina N.M. (2013). Oil and gas generating potential of the Jurassic sediments of the Barents Sea shelf. *Diss. kand. geol.-min. nauk* [Diss. Cand. geol.-min. sciences]. Moscow: MSU. (In Russ.)
- Kontorovich A.E., Ershov S.V., Kazanenkov V.A. et al. (2014). Paleogeography of the West Siberian sedimentary basin in the Cretaceous period. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 55(5-6), pp. 745-776. (In Russ.)
- Kupriyanova N.V. (2013). Barrem-Aptian Ostracods of the Barents Sea shelf and their biostratigraphic and paleofacial interpretation. Materials on biostratigraphy, fauna and flora of the Phanerozoic of Russia, the Atlantic and Antarctica. *Trudy NIIGA – VNIIOkeangeologiya*, 226, pp. 130-153. (In Russ.)
- Margulis E.A. (2014). History of formation of sedimentary cover of the Barents-Kara region. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 9(4). https://doi.org/10.17353/2070-5379/52_2014 (In Russ.)
- Marin D., Escalona A., Sliwinska K.K., Nøhr-Hansen H., Mordasova A. (2017). Sequence stratigraphy and lateral variability of Lower Cretaceous clinofolds in the southwestern Barents Sea. *AAPG bulletin, American Association of Petroleum Geologists (United States)*, 101(9), pp. 1487-1517. DOI: 10.1306/10241616010
- Mordasova A.V. (2018). Formation conditions and oil and gas potential of the Upper Jurassic – Lower Cretaceous sediments of the Barents Sea shelf. *Diss. kand. geol.-min. nauk* [Diss. Cand. geol.-min. sciences]. Moscow: MSU. (In Russ.)
- Mordasova A.V., Suslova A.A., Stoupakova A.V. (2017). Seismic stratigraphic complexes of the Lower Cretaceous in the Barents sea. *Georesursy = Georesources*, Special issue, pp. 36-42. (In Russ.) DOI: <http://doi.org/10.18599/grs.19.5>
- Naumov A.L., Khafizov F.3. (1986). A new type of lithological traps in the Neocomian sediments of Western Siberia. *Geologiya nefti i gaza = Geology of oil and gas*, 6, pp. 31-35. (In Russ.)
- Nezhdanov A.A., Ponomarev V.A., Turenkov N.A., Gorbunov S.A. (2000). Geologiya i neftegazonosnost' achimovskoi tolshchi Zapadnoi Sibiri [Geology and petroleum potential of the Achimov strata of Western Siberia]. Moscow: Academy of Mining Sciences Publ., 249 p. (In Russ.)
- Norwegian Petroleum Directorate. <http://www.npd.no>
- Pavlov L.A., Matigorov A.A., Egorova O.L. (1988). The study of the lithofacies composition of rocks, the correlation of sections and the compilation of reference collections of the Mesozoic-Paleozoic deposits of the Barents and Kara Seas based on drilling data of the Arktikmorneftegaz prospecting. Report. Murmansk, 248 p. (In Russ.)
- Repin Yu.S., Polubotko I.V., Kirichkova A.I., Kulikova N.K. (2007). Sedimentary Mesozoic Archipelago Franz Josef Land. Questions on stratigraphy, paleontology and paleogeography. Ed. V.A. Prozorovskii. St.Petersburg, pp. 56-76. (In Russ.)
- Schlager W., Adams E.W. (2001). Model for the sigmoidal curvature of submarine slopes. *Geology*, 29(10), pp. 883-886. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0883:MFTSCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0883:MFTSCO>2.0.CO;2)
- Seldal J. (2005). Lower Cretaceous: the next target for oil exploration in the Barents Sea? *Petroleum Geology Conference series*, 6, pp. 231-240. <https://doi.org/10.1144/0060231>
- Shimkus K.M., Shlezinger A.E. (1984). Kliniform sedimentary cover according to seismic data. *Litologiya i poleznye iskopaemye = Lithology and mineral resources*, 1, pp. 105-116. (In Russ.)
- Solheim A., Musatov E., Neintz N. (1998). Geological aspects of Franz Josef land and the northernmost Barents Sea. Oslo: Norsk Polarinstittutt, 120 p.
- Stoupakova A.V., Kiryukhina T.A., Suslova A.A., Norina D.A., Mayer N.M., Pronina N.V., Mordasova A.V. (2015). Oil and gas prospects in the Mesozoic section of the Barents Sea basin. *Georesursy = Georesources*, 2(61), pp. 13-27. (In Russ.)
- Stoupakova A.V. (2011). Structure and petroleum potential of the Barents-Kara shelf and adjacent territories. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, 6, pp. 99-115. (In Russ.)
- Suslova A.A. (2014). Seismostratigraphic analysis and petroleum potential prospects of Jurassic deposits, Barents sea shelf. *Neftegazovaya geologiya. Teoriya i praktika*, 9(2), pp. 1-19. (In Russ.)
- Ustinov N.V., Basov V.A., Kupriyanova N.V., Kulikova N.K., Shurekova O.V. (2013). Lito and biostratigraphy of the Jurassic and Lower Cretaceous (Ryazan) deposits of the Shtokman area in the Barents Sea. Materials on biostratigraphy, fauna and flora of the Phanerozoic of Russia, the Atlantic and Antarctica. *Trudy NIIGA – VNIIOkeangeologiya*, 226, pp. 102-117. (In Russ.)

About the Authors

Alina V. Mordasova – PhD (Geology and Mineralogy),
Researcher of the Petroleum Geology Department
Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation
E-mail: a.mordasova@oilmsu.ru

Antonina V. Stoupakova – Director of the Advanced
Petroleum Institute, DSc (Geology and Mineralogy),
Professor, Head of the Petroleum Geology Department
Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Anna A. Suslova – PhD (Geology and Mineralogy), Senior
Researcher of the Petroleum Geology Department
Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Daria K. Ershova – PhD student, Petroleum Geology
Department, Lomonosov Moscow State University
1, Leninskie gory, Moscow, 119234, Russian Federation

Svetlana A. Sidorenko – DSc (Geology and Mineralogy),
Senior Researcher, Laboratory of Complex Geological
and Geophysical Studies and Development of Oil and Gas
Resources of the Continental Shelf, Oil and Gas Research
Institute of the Russian Academy of Sciences
3, Gubkin st., Moscow, 119333, Russian Federation

Manuscript received 19 March 2019;

Accepted 30 April 2019;

Published 20 May 2019