

УДК 551.762.1

ГЕТТАНГ–РАННЕПЛИНСБАХСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ АНАБАРО-ЛЕНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА, НОРДВИКСКИЙ ФАЦИАЛЬНЫЙ РАЙОН

© 2020 г. А. Ю. Попов^{a, b, *}, Б. Л. Никитенко^{a, b, **}

^aИнститут нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
проспект Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

^bНовосибирский государственный университет,
ул. Пирогова, 1, Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: PopovAY@ipgg.sbras.ru

**e-mail: NikitenkoBL@ipgg.sbras.ru

Поступила в редакцию 15.06.2018 г.

После доработки 29.04.2019 г.

Принята к публикации 22.07.2019 г.

Приведены новые данные о строении и условиях формирования Анабаро-Ленского осадочного бассейна в Нордвикском фациальном районе в начале ранней юры (геттанг–ранний плинсбах). На основе детального литолого-фациального анализа реконструированы прибрежно-континентальные, прибрежно-морские и мелководно-морские обстановки осадконакопления. Впервые проведены ихнофациальные исследования: идентифицированы разнообразные следы жизнедеятельности организмов, отнесенные к сколитовой и крузиановой ихнофациям. Анализ взаимоотношения отдельных литофаций и их ассоциаций позволил выделить в структуре разреза серию разноранговых циклитов. В общем регрессивном ряду установлены шесть циклитов декаметрового масштаба, соответствующие, за исключением базального, регрессивному миграционному режиму циклогенеза. Они характеризуются асимметричной внутренней структурой, отражающей периоды миграции береговой линии. Построена седиментационная модель изученной толщи, которая позволяет проследить изменения обстановок формирования отложений во времени и выявить главные события в осадочном бассейне. Установлено, что основные этапы развития рассмотренной части Анабаро-Ленского палеобассейна в раннеюрское время отражены в структуре разреза и обусловлены чередованием трансгрессивных и регрессивных периодов на фоне постепенного снижения тектонической активности в регионе. Полученные результаты позволяют существенно детализировать представления об эволюции осадконакопления Анабаро-Ленского бассейна в целом. Выявленный циклический характер толщи может быть использован при региональной литостратиграфической корреляции.

Ключевые слова: осадочный бассейн, литолого-фациальный анализ, седиментационные циклы, нижняя юра, Сибирская Арктика.

DOI: 10.31857/S0024497X20010073

В настоящее время важным объектом нефтегазопоисковых работ в слабоизученных арктических регионах Сибири считается Лаптевоморский потенциально нефтегазоносный бассейн [Конторович и др., 2010; Старосельцев, 2012; Кринин, 2014; Конторович и др., 2014]. Активно проводятся геологоразведочные работы на нефть и газ в пределах Анабаро-Хатангского прогиба, однако, собственно, на шельфе моря Лаптевых пока не пробурено ни одной скважины. В связи с отсутствием геологического материала с акваториальной части Лаптевоморского нефтегазоносного бассейна, весьма актуальным остается изучение естественных выходов пород на его материковом и островном обрамлении (рис. 1).

Наиболее слабой степенью изученности среди мезозойских отложений региона отличаются терминальные толщи триаса и базальные горизонты юры.

Целью работы являлось создание детальной седиментационной модели для западной части Анабаро-Ленского осадочного бассейна, отражающей особенности его развития на начальном этапе раннеюрской эпохи.

Анабаро-Ленский осадочный бассейн в современных границах занимает область от Восточно-Таймырского побережья до южной оконечности дельты р. Лены и под различными наименованиями рассматривался в работах В.Н. Сакса, И.С. Грамберга, В.А. Захарова и других. В послед-

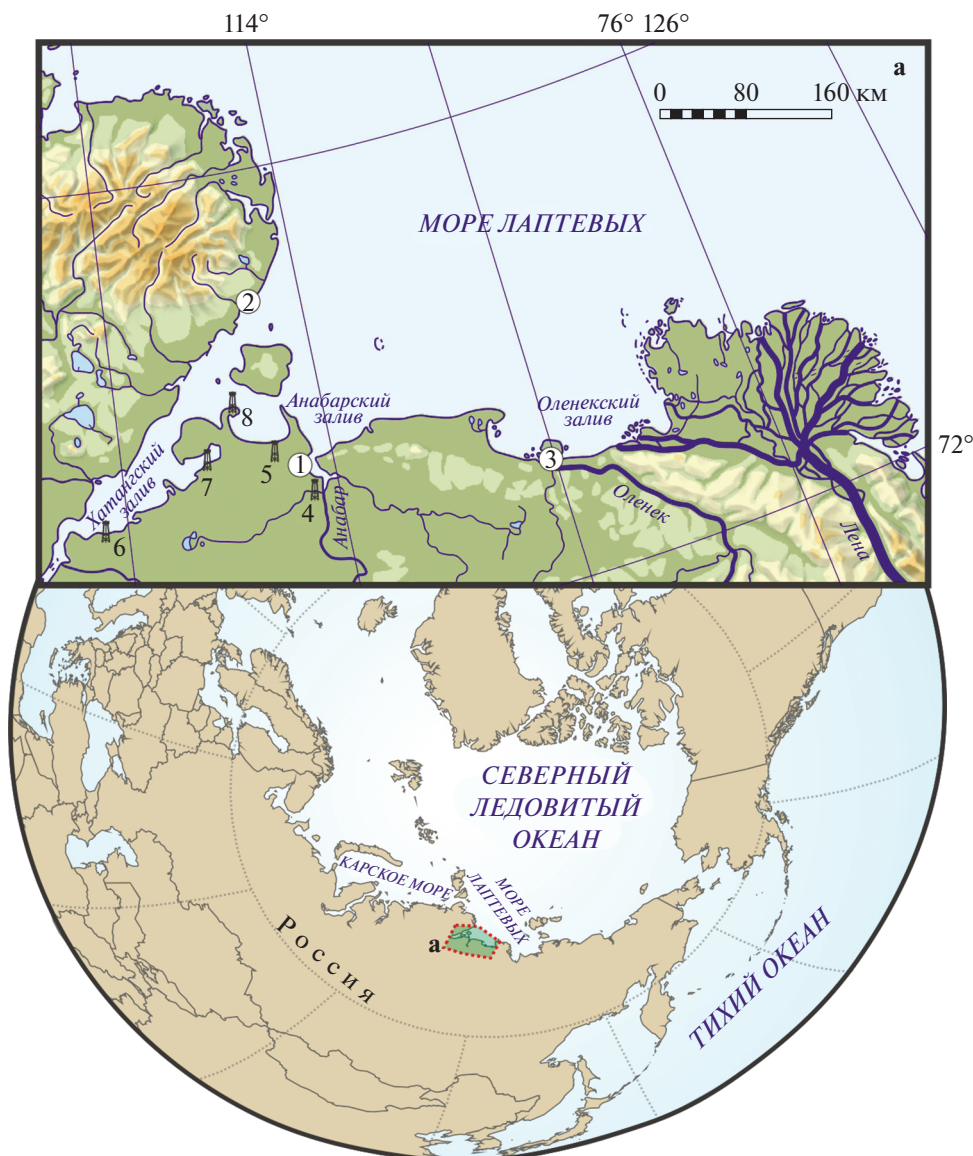


Рис. 1. Географическое положение изученного региона и местонахождение разрезов нижней юры (а). 1–4 – разрезы нижней юры, изученные авторами: 1 – разрез мыса Аиркат (Анабарский залив), 2 – разрез м. Цветкова (Восточный Таймыр), 3 – разрезы м. Тумул (р. Оленек), 4 – скважины Восточной площади; 5–8 – опубликованные разрезы нижней юры, вскрытые скважинами: 5 – Чайдах-Гуримисский участок, 6 – бухта Сындаско, 7 – Ильинско-Кожевниковский участок, 8 – п-ов Юрюнг-Тумус [Калинко, 1959; Сакс и др., 1959].

ние годы стратиграфия и палеогеография разных интервалов мезозоя этого бассейна рассматривалась в ряде публикаций [Девятков и др., 2011; Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2015, 2017].

Территория исследований в тектоническом плане приурочена к восточной оконечности Анабаро-Хатангского прогиба, располагаясь, согласно структурной карте по подошве мезозоя [Конторович и др., 2014], в восточной части Гуримисского вала. Здесь на западном побережье Анабарской губы (море Лаптевых) в районе мыса Аиркат в естественных непрерывных выходах обнажаются терригенные толщи триаса и нижней

юры. Согласно структурно-фациальному районированию геттанг–батских толщ, они расположены в центральной части Нордвикского фациального района Хатангско-Ленской фациальной области [Шурыгин и др., 2000; Никитенко и др., 2013] (рис. 2а).

Базальные горизонты юры представлены существенно песчано-алевритовой зимней свитой. Свита была выделена в Усть-Енисейском районе [Карцева и др., 1971] и позднее прослежена в восточной части Енисей-Хатангского прогиба, где по находкам фауны (в том числе аммонитов) ее

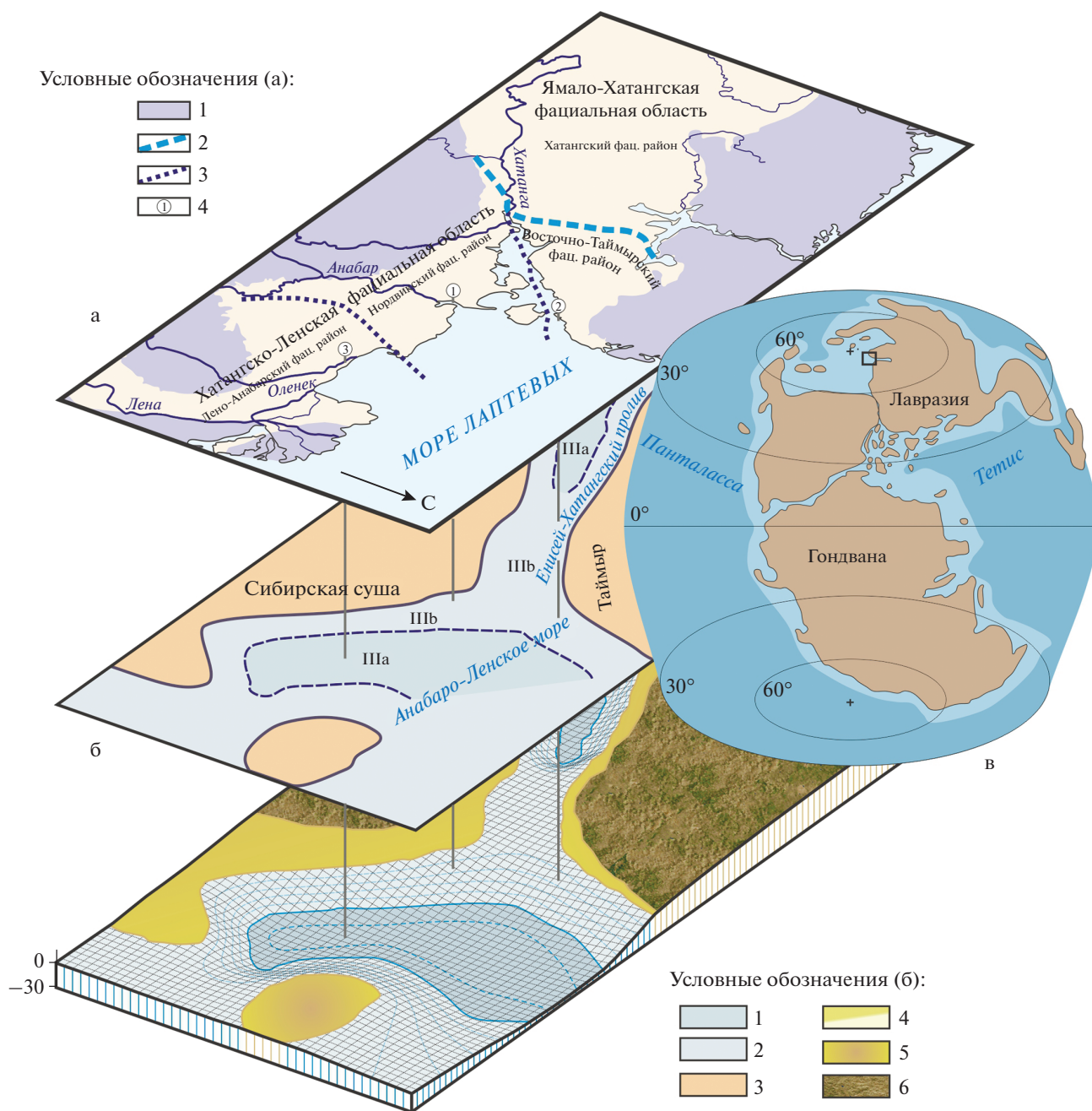


Рис. 2. Фациальное районирование нижней и средней юры (без келловая) севера Средней Сибири (а) [Шурыгин и др., 2000; Никитенко и др., 2013; 2017], палеогеография Анабаро-Ленского моря в геттанге и синемюре (б) [Никитенко, 2009] и положение Анабаро-Ленского бассейна в системе борейальных морей в начале ранней юры (в) [Никитенко, 2009].

а – 1 – территория отсутствия юрских и меловых отложений, 2 – границы фациальных областей, 3 – границы фациальных районов, 4 – эталонные разрезы геттанга – нижнего плинсбаха Хатангско-Ленской фациальной области: 1 – мыс Аиркат (Нордвиский фациальный район), 2 – мыс Цветкова (Восточно-Таймырский фациальный район), 3 – мыс Тумул (Лено-Анабарский фациальный район);
 б – 1 – верхняя сублитораль, внешняя часть (Ша), 2 – верхняя сублитораль, внутренняя часть (Шб), 3 – суша, 4–6 – наземные ландшафты, по [Палеогеография ..., 1983] (4 – прибрежные равнины (0–50 м над уровнем моря), 5 – денудационные равнины (до 200 м над уровнем моря), 6 – денудационное плато (200–500 м над уровнем моря)).

верхняя граница зафиксирована в низах верхнего плинсбах [Шурыгин, 1978; Никитенко и др., 2013].

При комплексных полевых исследованиях в 2015 г. разрезов триаса и юры на западном берегу Анабарского залива (см. рис. 1), отрядом ИНГГ СО РАН были детально изучены особенности строения нижней части зимней свиты (геттанг–синемюр–нижний плинсбах) и ее контакт с нижележащими толщами верхнего триаса. Особенности строения и формирования изученной части разреза рассматривались в ряде работ [Каплан, 1976; Стратиграфия ..., 1976; Левчук, 1985; Князев и др., 1991; Лутиков и др., 2009]. Однако опубликованные описания разреза носят в значительной степени общий характер, а фациальные интерпретации позволяли разграничивать только прибрежные и мелководно-морские обстановки.

Согласно существующим представлениям о геологическом развитии региона [Калинко, 1959; Сакс и др., 1959; Галабала, 1971; Каплан, 1976; Палеогеография ..., 1983; Князев и др., 1991; Девятов, Сапьяник, 2009; Никитенко и др., 2009; Верниковский и др., 2013; Шеин и др., 2017 и др.], в конце триасового периода территория севера Средней Сибири испытала поднятие, сопровождавшееся широким развитием зон денудации. В начале геттанга отмечается глобальное эвстатическое повышение уровня моря [Hallam, 1988; Hardenbol et al., 1998; Шурыгин и др., 2000]. Следующая глобальная трансгрессия фиксируется в синемюре [Hallam, 1988; Hardenbol et al., 1998; Шурыгин и др., 2000]. В целом раннеюрский период развития региона соответствовал стадии тектонической стабилизации с развитием геосинклинальных прогибов, а северная часть Сибирской платформы представляла собой пенепленизированную возвышенность. Западная и центральная части Анабаро-Ленского осадочного бассейна (см. рис. 2б) в начале ранней юры характеризовались в целом широким развитием субконтинентальных, прибрежно-морских и мелководно-морских обстановок, часто с изменчивой соленостью вод [Палеогеография ..., 1983; Левчук, 1985].

На рубеже триасового и юрского периодов происходили глобальные абиотические события, которые привели к крупнейшему биотическому кризису и массовому вымиранию морских организмов. Во многих бассейнах на этом рубеже отмечаются резкая смена типа и режима седиментации, признаки климатической и океанографической перестройки [Sepkoski, 1982; Палеогеография ..., 1983; Hallam, 1990; van de Schootbrugge et al., 2013; Pálffy, Kocsis, 2014 и многие др.]. Особенности проявления этого события в Сибирских Арктических палеобассейнах практически не изучались. Стратиграфическая шкала мезозоя и существующие схемы ярусного деления основа-

ны на зональных аммонитовых шкалах, однако, в отложениях верхов триаса Сибири отсутствуют как аммониты, так и остатки конодонтов, по которым определяется терминальный ярус триаса. В основании юры Сибири находки аммонитов крайне редки и приурочены только к определенным фациям. Данные по остаткам бентосных организмов (двустворчатых моллюсков, фораминифер и остракод) пока еще точно не откалиброваны по отношению к аммонитовым шкалам, в связи с чем определение положения границы триаса и юры по ним в Сибирских разрезах является достаточно условным. В начале юры на территории севера Сибири происходило развитие макро- и микробентосных ассоциаций организмов, появившихся в геттанге (или ранее – в самом конце триаса), которые были слабо дифференцированы по биономическим зонам [Шурыгин, 2005; Никитенко, 2009].

Геттанг–раннеплинсбахское время в развитии Анабаро-Ленского осадочного бассейна ознаменовалось формированием крупного регрессивного циклита мощностью до 200 м, который хорошо прослеживается во многих разрезах региона [Каплан, 1976; Левчук и др., 1985; Князев и др., 1991 и др.] и является базальным для вышележащей серии ниже–среднеюрских регрессивных циклитов. Здесь и далее под термином “циклит” понимается парагенез слоев с определенной направленностью изменения седиментационных признаков, отличающей их от смежных парагенезов того же ранга. Рассматриваемый циклит соответствует секвенции третьего порядка, выделенной в пределах Циркум-Арктического бассейна, для которой в низовьях р. Лены установлено двучленное строение, с границей между верхней и нижней частями секвенции, проходящей внутри синемюра [Mørk, Smelror, 2001]. Некоторые исследователи отмечали признаки более мелкой цикличности в пределах этой секвенции, однако ее детальный анализ не проводился.

При создании седиментационной модели для западной части Анабаро-Ленского осадочного бассейна на раннеюрском этапе развития, был выполнен анализ циклического строения этой части разреза с выделением более мелких циклитов различного ранга. Учитывая недостаточную палеонтологическую характеристику отложений, выделенная нами последовательность циклитов является важным инструментом для расчленения и литостратиграфической корреляции низов юры в исследуемом районе. Представления о раннеюрской эволюции осадочного бассейна в целом и особенностях развития его юго-западной части основываются на результатах реконструкции обстановок осадконакопления.

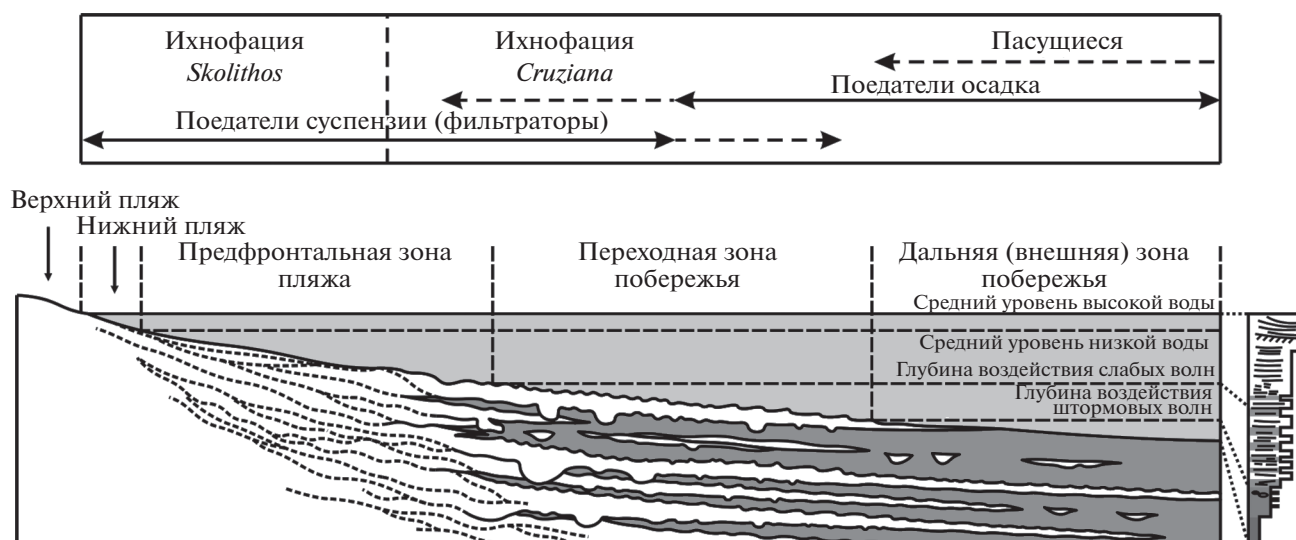


Рис. 3. Схематический профиль побережья с терригенной седиментацией, по [Обстановки осадконакопления ..., 1990; Einsele, 1992], и распределением ихнофашии, по [Frey, Seilacher, 1980; Collinson, Thomson, 1989].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу проведенных исследований положен комплексный литолого-фациальный анализ отложений верхов триаса и базальных горизонтов юры, вскрытых обнажениями на западном берегу Анабарского залива моря Лаптевых в районе мыса Аиркат (см. рис. 1, 2). На начальном этапе было выполнено детальное описание разреза, проанализированы текстурные особенности отложений, которые являются одним из наиболее значимых признаков для реконструкции условий среды седиментации (ее гидродинамической активности, характере транспортировки обломочного материала и т.д.), и выделены различные типы слоистости, характеризующие те или иные гидродинамические условия [Ботвинкина, 1962; Ботвинкина, 1965; Allen, 1980; Долотов, 1989].

Отдельное внимание было уделено ихнофациальному анализу. Различные следы жизнедеятельности организмов, весьма многочисленные в изученных отложениях, позволяют судить об энергии среды, солености вод, физических свойствах грунта, глубине палеоморя. В работе была использована классификация ихнофашии Дж. Коллинсона и Д. Томсона [Collinson, Thomson, 1989], с учетом батиметрических характеристик ихнофашии [Frey, Seilacher, 1980; Seilacher, 2007] (рис. 3).

При изучении разреза учитывались данные биостратиграфического анализа и использовались результаты предыдущих биофациальных исследований [Палеогеография ..., 1983; Захаров, Шурыгин, 1985; Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2013 и др.]. Анализ микро- и макрофаунистических ассоциаций позволил определить со-

леность вод, оценить глубины палеобассейна и уточнить особенности гидродинамического режима.

Помимо макроскопических методов исследования проводилось петрографическое изучение шлифов алевритово-песчаных пород для определения их гранулометрического и вещественного составов. При описании пород использовалась классификация гранулометрического состава, приведенная в работе [Фролов, 1964]. Комплекс выявленных вещественно-структурных характеристик первоначальных осадков, позволяющих оценить гидродинамические условия среды седиментации, использовался при генетических интерпретациях.

На основе полученных данных были проинтерпретированы обстановки формирования отложений. При реконструкции обстановок использовалась классификация, предложенная для морского побережья с терригенной седиментацией [Обстановки осадконакопления ..., 1990]. Основная часть отложений изученного разреза накапливалась в морском палеобассейне, на различном удалении от береговой линии, под воздействием волновых процессов (см. рис. 3). Специфические отложения, залегающие вблизи основания разреза, накапливались в заливно-лагунных обстановках.

Важным этапом исследования осадочных толщ являлся анализ их циклического строения. В работе использованы методические приемы циклического анализа, предложенные С.И. Романовским [1985], Л.Н. Ботвинкиной, В.П. Алексеевым [1991], В.Т. Фроловым [1995]. В результате проведенных комплексных исследований выделенные естественные слои (литофации) были

объединены в литофациальные ассоциации, сформированные при сходных процессах и соответствующие элементарным циклитам. Анализ взаимоотношений таких литофациальных ассоциаций позволил выделить циклиты более высоких рангов. Установление ранга циклитов происходило путем поиска соподчинения их по мощности, характеру границ и закономерностям смены обстановок седиментации. При анализе строения разреза учитывались соотношения циклитов разного ранга и генезиса.

СТРАТИГРАФИЯ И БИОФАЦИАЛЬНЫЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Стратиграфия эталонного разреза верхов триаса и нижней юры на западном берегу Анабарского залива, вскрывающего осадочные толщи пограничного интервала между двумя системами, привлекала многих исследователей [Сакс и др., 1963; Стратиграфия ..., 1976; Дагис, Казаков, 1984; Князев и др., 1991; Шурыгин и др., 2000; Казаков и др., 2002; Лутиков и др., 2009; Никитенко и др., 2013]. Граница между триасом и юрой в этом разрезе ранее обычно проводилась в основании первого наиболее выдержанного пласта конгломератов (рис. 4, основание слоя 1) с многочисленными обломками раковин двустворчатых моллюсков, которые интерпретировались как нижнеюрские, геттанг-синемюрские или геттангские [Сакс и др., 1963; Стратиграфия ..., 1976; Решения ..., 1981; Князев и др., 1991; Шурыгин и др., 2000; Никитенко и др., 2013]. С этим уровнем увязывалась также и нижняя граница зимней свиты.

Поскольку в отложениях, залегающих ниже этой границы, остатки макрофауны не были найдены, отнесение их к верхнему триасу (чайдахской свите) было весьма условным [Сакс и др., 1963; Стратиграфия ..., 1976; Решения ..., 1981; Казаков и др., 1982; Дагис, Казаков, 1984; Князев и др., 1991]. Однако позднее, на основании находок в верхней части этих отложений раковин двустворчатых моллюсков *Pseudomytiloides* cf. *sinuosus*, характерных для геттанга [Князев и др., 1991], было предложено рассматривать в качестве границы триаса и юры более низкий уровень в разрезе, соответствующий основанию отчетливо выраженной глинистой пачки (см. рис. 4, слой 17К). С этой границей связаны значительные изменения в характере седиментации, что дало основание совместить с ней также и границу чайдахской и зимней свит [Князев и др., 1991]. Позднее, рядом исследователей нижняя часть изученного нами разреза (см. рис. 4, слои 14К–20К или 14К–16К) рассматривается в качестве тумулской свиты (верхи нория – рэт) [Казаков и др., 2002; Лутиков и др., 2009].

Залегающая выше базального пласта конгломератов нижняя часть зимней свиты довольно хорошо охарактеризована находками раковин двустворчатых моллюсков и фораминифер. Комплексный анализ ассоциаций этих организмов позволил обосновать зональное и инфразональное расчленение геттанга, синемюра и плинсбаха [Шурыгин и др., 2000; Шурыгин, 2005; Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2013].

Анализ закономерностей распределения макро- и микробентоса в Анабаро-Ленском геттанг-синемюрском морском бассейне позволил реконструировать последовательность смены во времени и пространстве биоэкономических зон (см. рис. 2б), отражающую изменения среды обитания морских организмов [Захаров, Шурыгин, 1985; Палеогеография ..., 1983; Никитенко, 2009].

В конце позднего триаса накапливались субконтинентальные пески и алевролиты, не содержащие морских фоссилий (см. рис. 4).

В геттанге-синемюре и начале плинсбаха сообщества фораминифер и остракод были слабо дифференцированы по площади Анабаро-Ленского палеоморя (см. рис. 2б). В Нордвикском фациальном районе (Анабарский залив), в частности, накапливались в основном алевроитово-песчаные осадки с обедненными сообществами фораминифер, среди которых преобладали любители мелководья и активной гидродинамики: *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Turritella*. Эти сообщества обитали на прибрежном мелководье, в лагунах или в условиях частого чередования обстановок крайнего мелководья и пляжевых обстановок (см. рис. 2б, рис. 4). К алевроитово-глинистым прослоям, как правило, относятся приурочены редкие *Aspacolus*, *Nodosaria*, *Gaudryina* и многочисленные *Trochammina*, характерные для мелководных, но относительно более удаленных от берега биотопов (см. рис. 2б, рис. 4). Низкая популяционная плотность и невысокое таксономическое разнообразие свидетельствуют о начальном этапе становления сообществ фораминифер, а также о нестабильности факторов среды, в том числе о периодическом опреснении и изменчивом гидродинамическом режиме [Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2013].

Особенности распределения ассоциаций микробентоса и низкая популяционная плотность доминирующих таксонов позволяют предполагать мелкие глубины в западной и центральной частях Анабаро-Ленского палеоморя в геттанге – начале раннего плинсбаха. Значительные территории в это время занимали фации прибрежных зон моря, верхней сублиторали и, возможно, только на севере и северо-востоке существовали несколько более глубоководные обстановки верхней части средней сублиторали (см. рис. 2б). Соответственно, наклон дна от берега к цен-

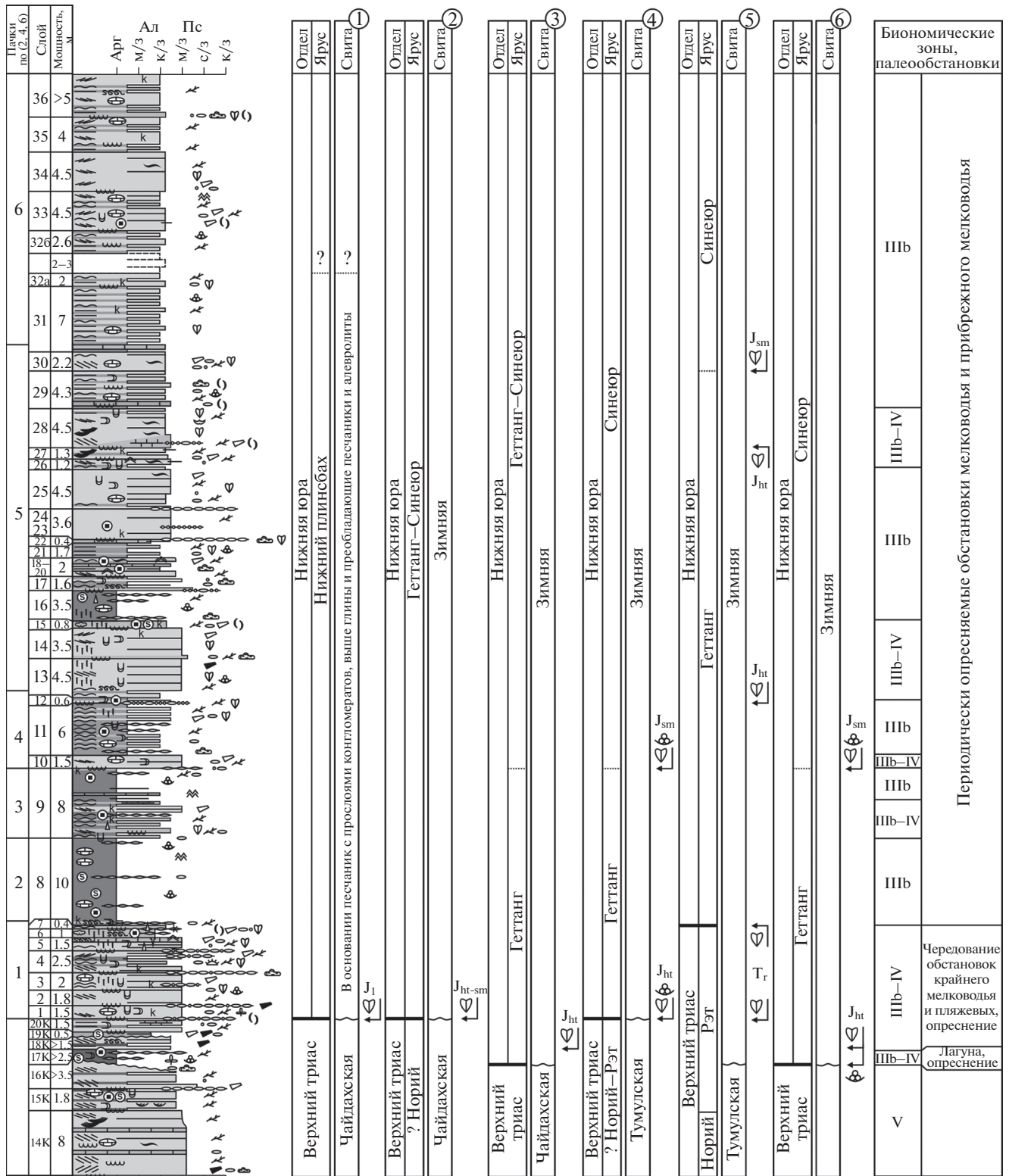


Рис. 4. Положение био- и литостратиграфических границ изученного разреза по разным авторам: 1 – по [Сакс и др., 1963], 2 – по [Стратиграфия ..., 1976; Дагис и др., 1983; Дагис, Казаков, 1984], 3 – по [Князев и др., 1991], 4 – по [Шурыгин и др., 2000; Казаков и др., 2002], 5 – по [Лутиков и др., 2009], 6 – по [Никитенко и др., 2013].
Условные обозначения к колонке см. рис. 5.

Биономические зоны, палеообстановки: IIIb – верхняя сублитораль, внутренняя часть, IV – внутренняя часть верхней сублиторали–литораль, V – обстановки прибрежные до субконтинентальных.

тральным частям моря и градиент изменения глубины в этом направлении были незначительными [Никитенко, 2009].

В начале раннего плинсбаха Анабаро-Ленское палеоморе сохранило свои очертания и оставалось мелководным. Кратковременные трансгрессии чередовались с регрессиями [Захаров, Шурыгин, 1979; Никитенко, 2009], гидрохимический режим был в целом нестабильным [Левчук, 1985]. По-прежнему здесь накапливались относительно грубозернистые осадки. Сообщества фораминифер постепенно становились таксономически более разнообразными и многочисленными. Прибрежные зоны моря с наименее стабильным солевым режимом изобиловали часто практически моновидовыми поселениями *Ammodiscus*, более редкими были *Saccamina*, *Glomospira*, *Trochammina*, *Turritellecta*. В относительно удаленной от берега части моря обитали более многочисленные *Trochammina*, а также *Hippocrepina*, *Spirolectammina*, *Gaudryina* и др. [Никитенко, 2009; Никитенко и др., 2013].

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ

Литологические и генетические особенности изученных отложений подробно отражены во временной седиментационной модели (рис. 5). Самая нижняя часть изученного нами разреза представлена алевритово-песчаной пачкой (слои 14К–16К, общей мощностью более 13 м), относящейся к верхнему триасу. Формирование этих отложений происходило вблизи границы моря и суши – в пляжевых обстановках опресненного морского бассейна.

Выше по разрезу наблюдаются геттанг-нижнеплинсбахские отложения.

Они начинаются с линзовидной пачки алевритово-глинистых отложений (слои 17К и 18К, общей мощностью более 4 м), залегающей на верхнетриасовых отложениях под изменяющимся углом (0°–20°) и включающей лепешковидные сидеритовые конкреции, гальку и крупные древесные фрагменты, которые сконцентрированы в ее основании (рис. 6а). Доля алевритового материала в отложениях увеличивается в направлении кровли пачки, вплоть до появления в верхней ее половине песчаных прослоев. В алевритово-глинистых отложениях обильны растительные остатки, встречаются неидентифицируемые горизонтальные следы жизнедеятельности и “примитивные” таксоны фораминифер. Литологические особенности отложений указывают на накопление в спокойных гидродинамических обстановках заливно-лагунного побережья.

Отложения базальной линзовидной пачки полого срезаются вышележащим слоем (слой 19К,

мощность 0.5 м) глинисто-алевритовых отложений с рассеянными растительными фрагментами и редкой галькой (см. рис. 6б).

Этот слой, в свою очередь, сменяется горизонтально-слоистой пачкой (слой 20К, мощность 1.5 м) неравномерного переслаивания песчаников мелкозернистых без отчетливой слоистости и аргиллитов с тонкими прослойкам алевритового материала, растительным детритом и гравийными линзочками (см. рис. 6в), не содержащих остатков фауны. Отложения накапливались в условиях периодической смены спокойного и активного гидродинамического режима, в опресненном открытом заливе.

Залегающая выше пачка (слои 1–6, общей мощностью 10.3 м, см. рис. 5) в нижней половине представлена песчаником мелкозернистым с крупной пологой перекрестной косою слоистостью, с прослоями разногалежного конгломерата, содержащего остатки раковин двустворчатых моллюсков. В песчанике встречаются глинистые интракласты, рассеян растительный детрит, присутствуют ихнофоссилии, относящиеся к ихнофагии *Skolithos*: *Skolithos*, *Rosselia*, *Palaeophycus*, *Diplocraterion*, *Arenicolites* (см. рис. 6г). При движении вверх по разрезу пачки, в песчанике увеличивается количество тонких глинистых слойков, возрастает интенсивность биотурбации и появляются следы ихнородов *Rhizocorallium*, *Teichichnus* (ихнофагия *Cruziana*) (см. рис. 6г, 6д). Верхняя часть этой относительно мощной пачки представлена чередованием однородных массивных алевропесчаников с тонколинзовидно-слоистыми пачками, образованными частым переслаиванием аргиллитов и крупнозернистых алевролитов (см. рис. 6е). Алевропесчаники характеризуются мелкой перекрестной косою слоистостью, обогащены растительным детритом, остатками раковин моллюсков, глинистыми интракластами и мелкой галькой. В тонколинзовидно-слоистых пачках иногда бывает проявлена градиционная слоистость, а в кровле алевролитовых прослоев часто присутствуют знаки мелкой симметричной ряби волнения. В этой толще встречаются ихнофоссилии *Rosselia*, *Rhizocorallium*, реже *Skolithos*, *Planolites*, *Diplocraterion* (ихнофагия *Cruziana*).

Прикровельная часть этой мощной песчано-алевритовой пачки интенсивно биотурбирована (см. рис. 6ж). Формирование пачки происходило в гидродинамически активных обстановках нижнего пляжа, позднее сменившихся относительно более удаленными от берега обстановками предфронтальной зоны пляжа и верхней части переходной зоны (вблизи базиса действия нормальных волн).

Существенно глинистая трансгрессивная пачка (слои 8 и 9, общей мощностью 18 м), с размытом, без видимого углового несогласия, залегающая

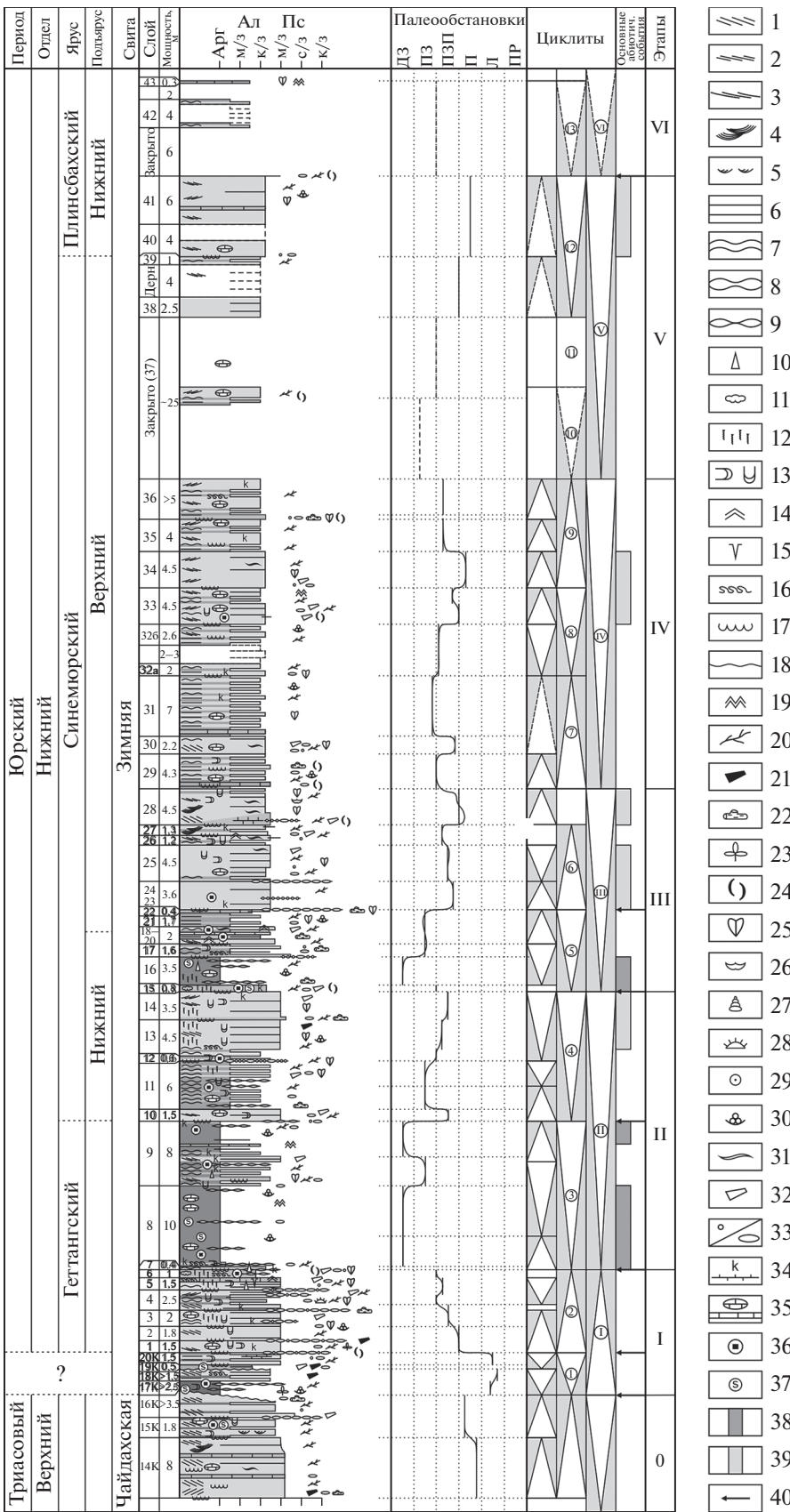


Рис. 5. Эволюция обстановок седиментации в эталонном разрезе геттанга–нижнего плинсбах м. Аиркат (временная седиментационная модель, основанная на результатах литолого-фациального исследования, для слоев 14К–20К использована нумерация А.М. Казакова [Датис и др., 1983]).
 1–10 – слоистость: 1 – крупная косая, 2 – мелкая косая, 3 – пологая косая, 4 – крупная косоволнистая (троговая), 5 – мелкая троговая, 6 – горизонтальная, 7 – волнистая, 8 – волнисто-линзовидная, 9 – линзовидная, 10 – градационная; 11 – комковатая текстура; 12–17 – текстурные нарушения: 12 – биотурбация, 13 – горизонтальные и вертикальные следы жизнедеятельности, 14 – знаки ряби, 15 – трещины усыхания, 16 – сматия, 17 – внутриформационные размыты; 18 – эрозионные границы; 19 – структура “cop-in-sop”; 20–28 – органические остатки: 20 – растительные детрит, 21 – крупные растительные фрагменты, 22 – фрагменты древесных стволов, 23 – отпечатки растений, 24 – раковинный детрит, 25 – двустворчатые моллюски, 26 – брахиоподы, 27 – гастроподы, 28 – офиуры; 29 – криноиды, 30 – фораминиферы; 31–37 – неорганические включения: 31 – глинистые фазеры, 32 – глинистые интракласты, 33 – гравий/галька, 34 – кальцитизированные породы, 35 – карбонатные конкреции и конкреционные горизонты, 36 – пиритовые конкреции, 37 – сидеритовые конкреции; 38–40 – абiotические события: 38 – периоды наибольших трансгрессий, 39 – периоды наибольших регрессий, 40 – периоды существующих перестроек седиментационного режима; палеобатиметрия: ДЗ – дальняя зона побережья, ПЗ – переходная зона побережья, П – пляж, Л – лагуна, мелководный залив, нормальный и штормовых волн, ПЗП – предфронтальная зона пляжа, выше базиса действия нормальных волн, П – пляж, Л – лагуна, мелководный залив.

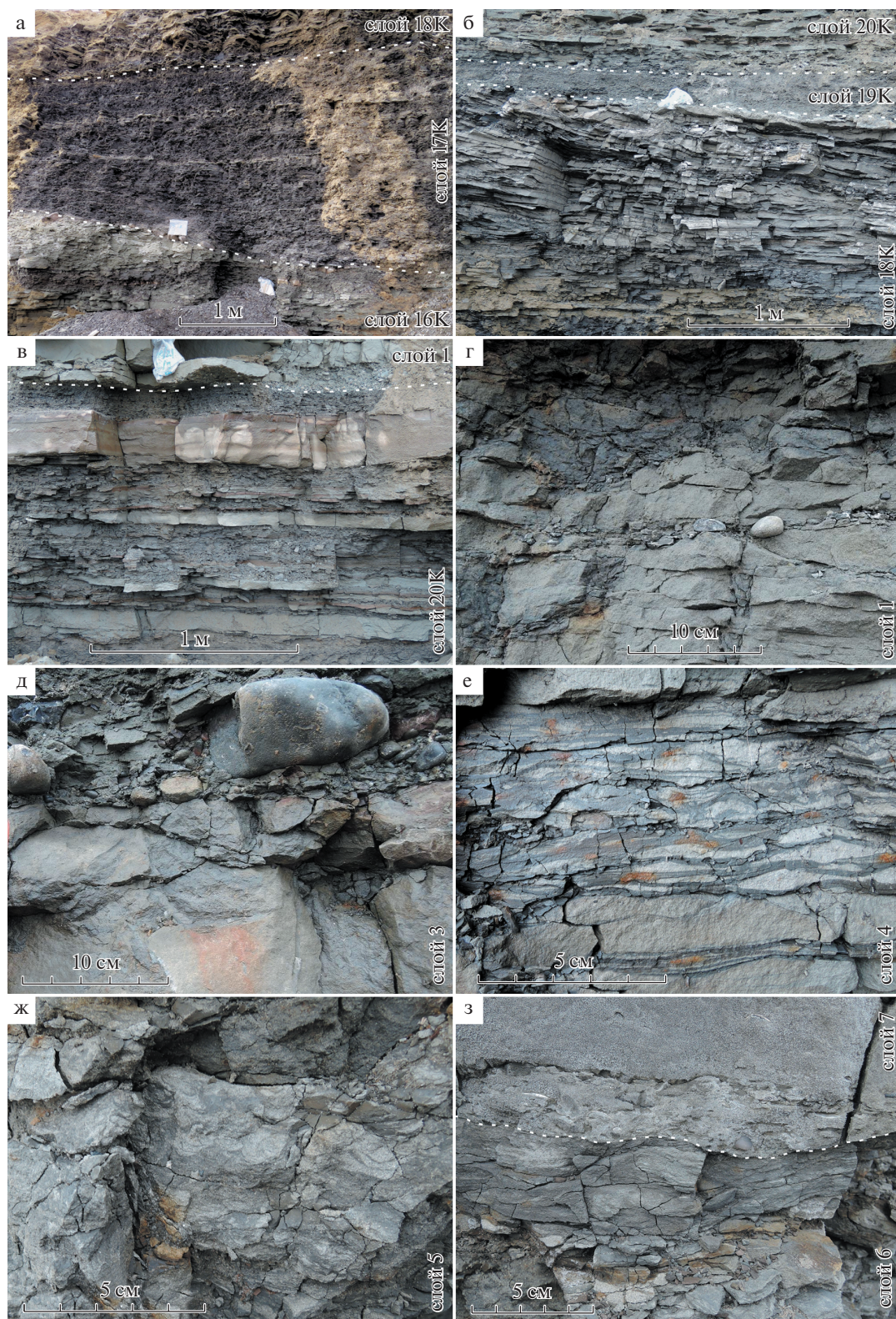


Рис. 6. Литологическая характеристика базальных слоев нижней юры (разрез мыса Аиркат).

а – признаки размыва на границе слоев 16К и 17К; б – резкий контакт с признаками размыва на границе слоев 18К и 19К; в – частое переслаивание алевролитов и аргиллитов, с единичными прослоями алевроитово–песчаных пород (слой 20К); г – ихнофоссилии *Rosselia* и *Rhizocorallium* в алевропесчаниках, содержащих гальку (слой 1); д – ихнофоссилии *Rhizocorallium* в алевролитах крупнозернистых с линзами, конгломератов (слой 3); е – линзовидно-волнистая слоистость, образованная переслаиванием алевролитов и аргиллитов (слой 4); ж – глинистые алевролиты биотурбированные, с ихнофоссилиями *Teichichnus* (слой 5); з – признаки размыва на границе слоев 6 и 7.

на базальном слое (см. рис. 6з) с галькой, гравием, глинистыми интракластами и раковинами двустворчатых моллюсков (слой 7, мощностью 0.4 м). Эта пачка сложена аргиллитами с тонкими алевритовыми линзочками, иногда нарушенными ходами *Chondrites* (рис. 7а). В верхней части пачки наблюдается частое переслаивание аргиллитов, алевролитов и алевропесчаников с образованием мелкой пологоволнистой слоистости; в породах встречаются остатки фораминифер. Отложения накапливались в гидродинамически спокойных обстановках дальней зоны морского побережья (ниже базиса действия штормовых волн), позднее сменившимися обстановками переходной зоны.

Выше с размывом залегают песчаники мелкозернистые, с прерывистой мелкой пологой косой слоистостью, с включениями глинистых интракласов и мелкой гальки (слой 10, мощность 1.5 м, см. рис. 5). Песчаники сменяются пачкой (слои 11, 12, общей мощностью 6.6 м) неравномерного линзовидно-волнистого переслаивания крупнозернистых алевролитов, содержащих растительный детрит, раковины моллюсков, глинистые интракласты (см. рис. 7б) и аргиллитов, в разной степени алевритовых. В этой пачке наблюдаются слабые конседиментационные смятия; присутствуют ихнофоссилии *Skolithos*, *Rosselia*, *Palaeophycus*, *Diplocraterion* в прослоях аргиллитов – *Planolites* (ихнофаии *Skolithos*, *Cruziana*). В прикровельной части пачки залегают линзовидный прослой конгло-гравелита. Отложения накапливались в обстановках предфронтальной зоны пляжа, вблизи базиса действия нормальных волн.

Пачка с линзовидно-волнистой слоистостью перекрывается алевропесчаниками с неравномерно проявленной косой разнонаправленной слоистостью (слои 13, 14, общей мощностью 8 м, см. рис. 5). В алевропесчаниках присутствуют маломощные слабоволнистые глинистые прослои, количество которых уменьшается при движении вверх по разрезу. В алевропесчаниках рассеян растительный детрит, встречаются глинистые интракласты, раковины двустворчатых моллюсков, остатки фораминифер, ихнофоссилии *Palaeophycus*, *Teichichnus*, *Rosselia*, реже – *Rhizocorallium* (ихнофаии *Skolithos*, *Cruziana*) (см. рис. 7в), ихнофоссилии наиболее обильные в верхней части слоя 14. Отложения этой пачки накапливались в обстановках предфронтальной зоны пляжа, при постепенном уменьшении глубины моря.

Выше с размывом залегают алевролит крупнозернистый, неравномерно глинистый (слой 15, мощность 0.8 м, см. рис. 5), биотурбированный (см. рис. 7г), с рассеянной галькой, растительными фрагментами, раковинным детритом, пиритовыми и сидеритовыми конкрециями, который маркирует начало крупной трансгрессии.

Следующая пачка (слои 16–22, общей мощность 9.2 м, см. рис. 5) – трансгрессивная, образована аргиллитами с прослоями алевритистых аргиллитов с градиционной слоистостью (см. рис. 7д), горизонтальными и вертикальными следами жизнедеятельности; в отложениях присутствуют остатки фораминифер. Аргиллиты в верхней половине пачки сменяются частым переслаиванием аргиллитов и алевролитов, с более редкими прослоями алевропесчаников (см. рис. 7е). В алевропесчаниках проявлена крупная и мелкая косая и косоволнистая разнонаправленная слоистость, знаки симметричной ряби волнения, встречаются единичные ихнофоссилии *Rosselia*. В алевритово-глинистых отложениях проявлена биотурбация, присутствуют растительный детрит, гравий, редкая галька; встречены остатки фораминифер. Пачка формировалась в обстановках дальней зоны побережья, позднее сменившихся обстановками переходной зоны с нестабильным гидродинамическим режимом.

На глинисто-алевоитовых отложениях предыдущей пачки залегают песчаники мелкозернистых с тонкими единичными алевритово-глинистыми прослоями (слои 23–28, общей мощностью 15.1 м, см. рис. 5); на отдельных интервалах наблюдается частое переслаивание песчаников и алевритово-глинистых пород с образованием пологоволнистой слоистости (см. рис. 7ж). Песчаники характеризуются косой разнонаправленной слоистостью различного масштаба, на отдельных интервалах – разнонаправленной троговой косой слоистостью (см. рис. 7з). В песчаниках присутствует значительное количество растительного детрита, встречаются единичные раковины двустворчатых моллюсков, а также глинистые интракласты, линзы гравия и линзовидные прослои конгломератов. Отмечаются внутриформационные размывы. В средней и верхней частях этой пачки породы биотурбированы, в них встречаются ихнофоссилии *Rosselia*, *Rhizocorallium*, реже *Palaeophycus* (ихнофаии *Skolithos*) (рис. 8а, 8б). Отложения накапливались при активном гидродинамическом режиме, в обстановках верхней части предфронтальной зоны пляжа.

На песчаниках с резким контактом залегают пачка переслаивания аргиллитов и крупнозернистых алевролитов (слои 29–32, общей мощностью 20.5 м, см. рис. 5), причем последние несколько преобладают (см. рис. 8в, 8г). В этих отложениях присутствуют растительный детрит, остатки фораминифер; встречаются неидентифицируемые горизонтальные следы жизнедеятельности. Для отдельных алевритовых прослоев характерна крупная косая разнонаправленная слоистость, в них встречаются древесные фрагменты, галька, в подошве таких прослоев наблюдаются признаки размыва подстилающих отложений. Эта пачка формировалась в основном в относи-

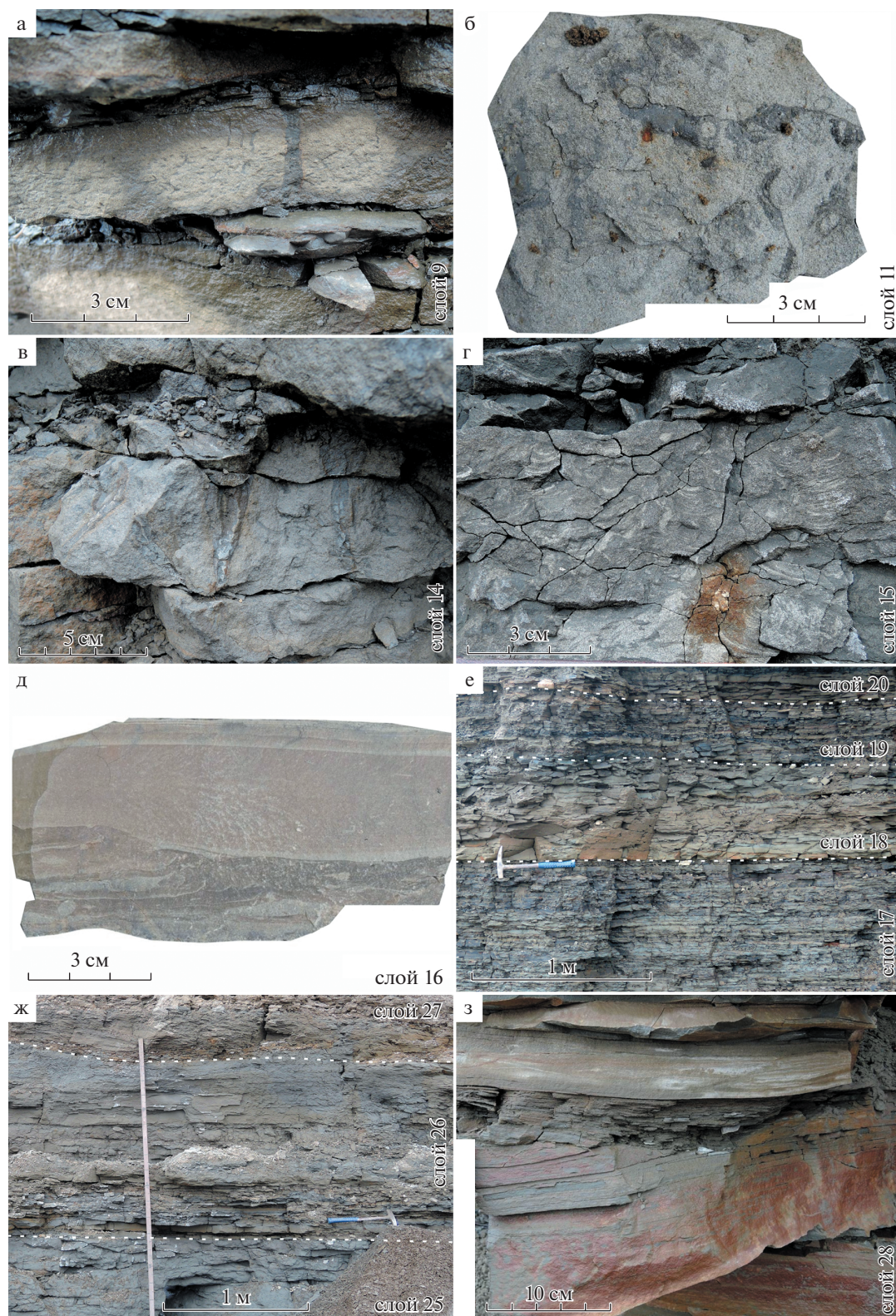


Рис. 7. Литологическая характеристика нижней части геттанг–нижнеплинсбахской толщи (разрез мыса Аиркат). а – ихнофоссилии *Chondrites* в алевролите глинистом (слой 9); б – биотурбированный алевропесчаник, вид с поверхности напластования (слой 11); в – ихнофоссилии *Rosselia* в алевролите крупнозернистом (слой 14); г – биотурбированный глинистый алевролит, ихнофоссилии *Teichichnus*, присутствует пиритовая конкреция (слой 15); д – градиционная слоистость в аргиллите алевритистом сидеритизированном, присутствуют мелкие смятия (слой 16); е – ритмичное переслаивание алевролита и аргиллита (слои 17 и 19) и алевритовые слои 18 и 20; ж – существенно алевритовые слои 25–27; з – крупная косая до косоволнистой слоистость в алевропесчанике (слой 28).

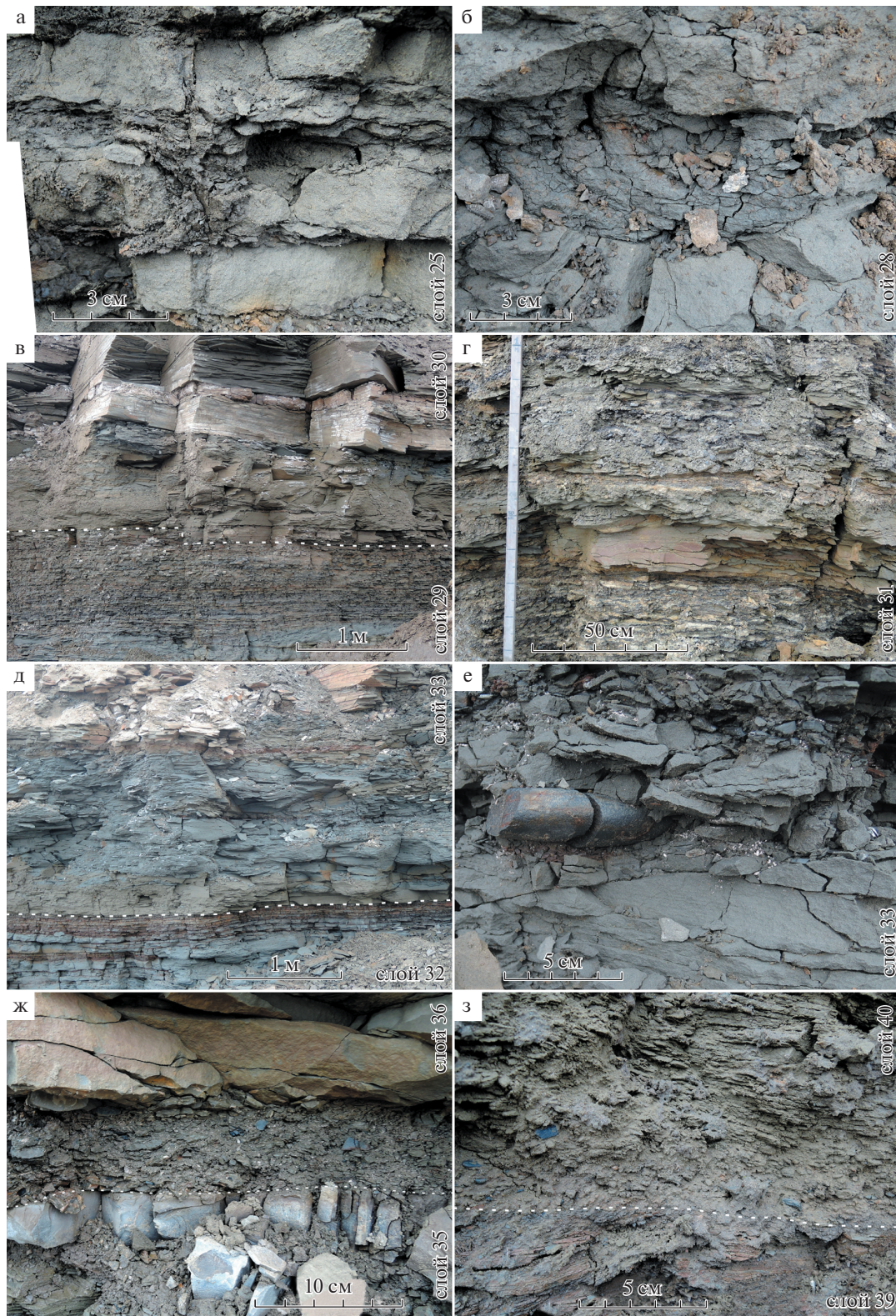


Рис. 8. Литологические характеристики верхней части геттанг–нижнеплинсбахской толщи (разрез мыса Аиркат). а – икнофосилии *Rosselia* в алевропесчанике (слой 25); б – икнофосилия *Rhizocorallium* в алевропесчанике (слой 28); в – контакт ритмичного горизонтального переслаивания алевролита и аргиллита (слой 29) и алевропесчаника с крупной косою перекрестной слоистостью (слой 30); г – неравномерное переслаивание алевролита и аргиллита (слой 31); д – контакт со слабым внутриформационным размывом слоев 32 и 33; е – галечно–ракушняковая линза в алевропесчанике косослоистом (слой 33); ж – базальный галечно–ракушняковый прослой слоя 36; з – контакт с внутриформационным размывом переслаивания алевролита и аргиллита (слой 39) и алевропесчаника косослоистого с галькой (слой 40).

тельно спокойных гидродинамических условиях переходной зоны побережья, под действием слабых волн и течений, с периодически усиливающейся гидродинамической активностью. Скудный набор — фаунистические остатки и ихнофациальные сообщества, вероятно, свидетельствуют о неустойчивом солевом режиме палеобассейна.

Следующая пачка (слои 33–36, общей мощностью 18 м, см. рис. 5) представлена преимущественно алевролитами крупнозернистыми со слабовыраженной крупной косой разнонаправленной слоистостью (см. рис. 8д), содержащими остатки раковин двустворчатых моллюсков, глинистые интракласты, растительный детрит различной размерности, редкую гальку и гравий (см. рис. 8е). На отдельных уровнях в этой пачке наблюдаются интервалы с тонкой линзовидно-волнистой слоистостью, образованной в результате частого переслаивания алевролитов и алевроаргиллитов. Формирование отложений происходило в гидродинамически активных обстановках верхней части предфронтальной зоны пляжа, переходящих в пляжевые; периодически они сменялись гидродинамически менее активными обстановками нижней части предфронтальной зоны пляжа, располагавшейся вблизи границы базиса действия нормальных волн. В верхней части пачки присутствует прослой крупнозернистого алевролита с эрозионной нижней границей, содержащего большое количество раковин и створок двустворчатых моллюсков, а также гальку, гравий и растительный детрит, который, вероятно, маркирует крупное штормовое событие (см. рис. 8ж).

Выше по разрезу следует задернованный интервал (около 25 м), представленный, по-видимому, алевроитово-глинистыми породами, которые в наибольшей степени подвержены современному экзогенному разрушению. На отдельных уровнях этого интервала, вскрытых шурфами, наблюдается переслаивание глинистых и алевроитовых пород с рассеянным мелким растительным детритом и остатками раковин двустворчатых моллюсков. Тонкозернистый состав отложений, вероятно, свидетельствует об относительно несколько более глубоководных или более удаленных от палеоберега условиях седиментации.

Выше обнажена пачка (слои 38–41, общая мощность 17,5 м) алевролитов крупнозернистых с неотчетливой крупной пологой косой разнонаправленной слоистостью; в алевролитах рассеян растительный детрит, встречаются раковины двустворчатых моллюсков, галька и гравий (см. рис. 8з). В алевролитовой пачке присутствуют редкие тонкие глинистые прослойки с остатками фораминифер. Формирование отложений этой пачки происходило, вероятно, в обстановке перехода от

предфронтальной зоны пляжа к непосредственно пляжевым обстановкам.

Алевролитовая пачка заканчивается маломощным прослоем неотсортированных глинисто-алевро-песчаных отложений, содержащих гальку, раковинные остатки, растительный детрит различной размерности. Очевидно, этот прослой маркирует начало трансгрессивного события. Выше по разрезу следует задернованный интервал, крупный фрагмент (10 м) которого был вскрыт шурфами. В пределах этого фрагмента наблюдается тонкая линзовидно-волнистая слоистость, образованная частым переслаиванием аргиллитов и алевролитов. Вышележащая часть исследуемой толщи размыта и задернована, вероятно, вследствие преимущественно тонкозернистого алевроитово-глинистого состава пород. В этой части толщи присутствуют отдельные прослои известковистых пород, со скоплениями раковин двустворчатых моллюсков.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛЕВРИТОВО-ПЕСЧАНЫХ ПОРОД

Исследование алевроитовых и песчаных пород петрографическими методами позволило выявить ряд особенностей в изменении их вещественно-структурных характеристик по разрезу. Мелкозернистые песчаники и алевропесчаники самой нижней верхнетриасовой пачки (слои 14К–16К, см. рис. 5), сложены преимущественно обломками эффузивных пород кислого, среднего и основного составов и содержат значительное количество обломков тонкозернистых вулканических туфов. Менее значительная доля (10–30%) обломков в них приходится на кварц и полевые шпаты (плагиоклазы и калиевые полевые шпаты). Обломки, как правило, угловатые, иногда полуокатанные, характеризуются средней и хорошей сортировкой. Цемент пленочно-поровый глинистый, содержание цементирующего глинистого вещества невысокое (первые %).

В составе песчаников, алевропесчаников и крупнозернистых алевролитов нижней части изученного разреза (слои 17К–20К) также преобладают обломки эффузивных пород и туфов, и в меньших количествах присутствуют кварц и полевые шпаты. Обломки преимущественно угловатые и слабоокатанные; сортировка слабая. Цемент (до первых %) глинистый, пленочно-поровый, представлен хлоритом и каолинитом.

В мелкозернистых песчаниках слоев 1–5 (см. рис. 5) при движении вверх по разрезу наблюдается постепенное снижение доли обломков эффузивных пород и туфов, которое происходит при одновременном увеличении доли обломков кварца. Заметно возрастает степень окатанности обломков и степень сортировки обломочного мате-

риала. Цемент глинистый, пленочно-поровый; содержание его в песчаниках невысокое (до первых %).

В составе крупнозернистых алевролитов и мелкозернистых песчаников вышележащих слоев 10–14 преобладают обломки эффузивных пород, при несколько более низком содержании обломков кварца и полевых шпатов. Обломки слабоокатанные, сортировка обломочного материала средняя. Цемент пленочно-поровый глинистый, в значительной степени хлоритовый, содержание цемента варьирует от первых процентов до 10%.

В алевритово-песчаных породах слоев 20–24 среди обломков преобладают кварца и полевые шпаты при относительно пониженной доле обломков пород (преимущественно эффузивных). Степень окатанности обломков слабая, сортировка материала невысокая. Цемент пленочно-поровый глинистый, по составу, в основном, хлоритовый; содержание цементирующего глинистого вещества невысокое (первые проценты).

В крупнозернистых алевролитах слоя 28 и залегающих выше слоев 29–33 (см. рис. 5) наблюдаются примерно одинаковые доли кварца и обломков пород, содержание полевых шпатов (плагиоклазы и калиевые полевые шпаты) заметно понижено. Среди литокластов существенно преобладают эффузивы различного состава, присутствует большое количество обломков хлоритизированных тонкозернистых туфов. Обломки преимущественно угловатые, характеризуются плохой и средней сортировкой. В алевролитах наблюдается некоторое относительное увеличение доли глинистого цемента – до 5–7%; цемент пленочно-поровый, по минеральному составу – хлоритовый.

Для относительно более тонкозернистых разновидностей характерно повышенное содержание акцессорных минералов (циркона, граната и др.).

Залегающие выше по разрезу породы отличаются слабой степенью литификации, что не позволило исследовать их петрографическими методами.

Во всех изученных алевритово-песчаных породах в качестве примеси присутствует слюда (до 1%), представленная как мусковитом, так и биотитом. В качестве акцессорного минерала наиболее часто встречается циркон. В породах постоянно присутствует примесь (0.5–3%) углефицированного растительного детрита, различной размерности, часто пиритизированного. В алевритово-песчаных породах проявлена вторичная кальцитизация, вплоть до развития базального пойкилитового цемента. Преобладают межзерновые контакты механического приспособления, пластической деформации, встречаются инкорпорационные.

Петрографические особенности изученных отложений позволяют судить об условиях седиментации. Алевритово-песчаные породы характеризуются в целом сходными вещественно-структурными характеристиками. Значительное количество в них обломков пород, в том числе пластичных тонкозернистых хлоритизированных туфов, указывает на невысокую гидродинамическую активность среды транспортировки, при которой подобные обломки не претерпели значительного механического разрушения и захоронились в осадках. В то же время, низкое содержание глинистого цемента и слюдистых минералов в алевритово-песчаных породах может свидетельствовать о постоянном воздействии слабых волн и течений, выносящих пелитовый материал и наиболее легкие компоненты в удаленные от берега участки морского бассейна. Повышенная доля слабо окатанных обломков и заметное преобладание обломков пород над кварцем свидетельствуют о незначительном удалении источников сноса обломочного материала, которые были представлены преимущественно вулканогенными породами. Относительно стабильный вещественный состав обломков в изученных алевритово-песчаных породах, при небольших вариациях, позволяет предполагать, что основные источники сноса обломочного материала сохранялись в течение всего времени формирования изученной толщи.

Наиболее высокая гидродинамическая активность среды характерна для времени накопления грубозернистой пачки, залегающей в нижней части разреза (слои 1–5, см. рис. 5). В породах этой пачки существенно преобладает песчаный материал, среди обломков наиболее высока доля кварца при относительно пониженном содержании литокластитовой составляющей. Плохая отсортированность обломочного материала, присутствие в осадках гальки и гравия, высокое содержание угловатых и слабоокатанных зерен – все вместе свидетельствует об интенсивном привносе обломочного материала из источников, расположенных относительно близко. Сходная обстановка существовала и во время накопления отложенных слоев 23–25.

Наиболее гидродинамически спокойные условия, вероятно, существовали во время накопления алевритово-песчаных осадков средней части изученного разреза (слои 29–36, см. рис. 5). При общем сходстве петрографических характеристик с остальными породами, эти отложения заметно выделяются пониженным содержанием песчаного материала, возрастанием доли глинистого цемента относительно обломков и наиболее высокой степенью их полимиктовости.

ЦИКЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА РАЗРЕЗА

Циклическое строение исследуемой толщи отражено во временной седиментационной модели (см. рис. 5). Обращает на себя внимание сложность выявленной циклической структуры, что является следствием взаимосвязи различных действовавших факторов. Нами выделено шесть повторяющихся циклитов мощностью около 20–30 м, образующих единую регрессивную геттанг-нижнеплинсбахскую осадочную последовательность.

Нижний циклит I характеризуется сложным строением и, в отличие от вышележащих циклитов, трансгрессивной направленностью. Он имеет резкие нижнюю и верхнюю границы, включает внутриформационные размывы с прослоями конгломератов — эти признаки указывают на то, что структура циклита в основном формировалась под влиянием тектонических факторов, обусловивших резкие изменения условий осадконакопления. Наряду с ними действовали седиментационные факторы локального масштаба, усложнившие общую структуру циклита.

Залегающие выше циклиты аналогичного ранга (II–IV) характеризуются рядом общих особенностей. Согласно классификации динамических типов седиментационных циклов [Романовский, 1985], они соответствуют регрессивному миграционному режиму циклогенеза и отражают периоды постепенного уменьшения глубины морского бассейна. Вероятно, основной причиной формирования подобных циклов являются локальные тектонические движения — кратковременное прогибание дна морского бассейна и последующие медленный подъем или стабилизация. Вероятно, на миграцию береговой линии оказывали влияние также и глобальные эвстатические процессы. В толще геттангско-нижнеплинсбахских отложений фиксируется несколько этапов быстрого увеличения глубины морского бассейна, которые, как правило, сопровождаются формированием базальных “мусорных” пластов (см. рис. 5, слои 7, 15, верхи слоя 41). При этом пакки наиболее глубоководных отложений приурочены к нижней половине разреза (например, низы циклитов II и III).

Среди сходных в целом циклитов II–IV обращает на себя внимание специфика условий формирования циклита IV (см. рис. 5), отразившаяся в его неотчетливо выраженной структуре. Результаты литолого-фациального анализа показывают, что в этот период гидродинамическая активность водной среды несколько снизилась на фоне существенного обмеления и частичного опреснения вод морского бассейна. Подобная обстановка была связана, по-видимому, со стабилизацией тектонического режима в регионе, при которой происходило постепенное заполнение мелководных зон морского бассейна глинисто-алевритовыми осадками.

Выделенные циклиты (II–VI) характеризуются сложной структурой, составные части которой часто характеризуются асимметричным строением. Внутри крупных циклитов II–VI нами выделено 13 циклитов более низкого ранга, мощностью около 10–15 м, строение которых также отражает периоды миграции береговой линии (см. рис. 5), которые хорошо прослеживаются в прибрежно-морских осадках. Границы этих циклитов, как правило, эрозионные и соответствуют поверхностям размыва отложений. Факторами, обусловившими цикличность данного ранга, могли быть как региональные тектонические движения, так и седиментационные процессы (например, обмеление за счет постепенного заполнения водоема осадками).

В разрезе геттангско-нижнеплинсбахской толщи (за исключением верхней, плохо обнаженной его части) была установлена более дробная структура вышеописанных 13 циклитов, которые, как правило, имеют двухчленное, реже — трехчленное строение. В результате были выделены циклиты мощностью около 3–7 м, которые нами рассматриваются как элементарные. Эти циклиты образованы гранулометрически разнообразными породами (от аргиллитов до конгломератов), последовательности напластования которых соответствуют как регрессивному, так и трансгрессивному трендам эволюции обстановки осадконакопления. Длительность формирования элементарных циклитов варьировала в широких пределах и зависела от действовавшего седиментационного режима.

РЕЗУЛЬТАТЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ ИЗУЧЕННОГО РАЗРЕЗА С ЭТАЛОННЫМИ РАЗРЕЗАМИ СМЕЖНЫХ ФАЦИАЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Проведен сравнительный анализ строения эталонного разреза геттанга — нижнего плинсбаха мыса Аиркат (Анабарский залив моря Лаптевых) (см. рис. 1, 2) с другими нижеюрскими разрезами Нордвикского фациального района и смежных фациальных районов (см. рис. 1, 2). Анализ имеющихся литературных данных и собственные материалы авторов, позволяют выявить ряд общих особенностей и некоторые различия в структуре нижеюрских толщ, накапливавшихся в разных частях Анабаро-Ленского бассейна.

Южнее мыса Аиркат нижеюрские отложения вскрыты скважинами на Восточной площади (см. рис. 1, 2) [Nikitenko, Shurygin, 1994; Шурыгин и др., 2000; Никитенко, 2009]. Геттанг-нижнеплинсбахская толща (80 м) в этих разрезах заметно опесчаненная, однако характеризуется в целом похожей циклической структурой. Далее к югу, в направлении Сибирской платформы, происходит выклинивание слоев геттанга-нижнего плинсбаха, и отложения этого возраста выполняют лишь отдельные впадины доюрского рельефа

[Сакс и др., 1959; Каплан, 1976; Стратиграфия ..., 1976; Шурыгин, 1979; Князев и др., 1991].

К западу от основного района наших исследований базальные горизонты юры вскрыты рядом скважин (см. рис. 1) в Анабаро–Хатангском междуречье (районы Ильино-Кожевниковского и Чайдах-Гуримисского участков, п-ова Юрюнг-Тумус). Здесь геттанг–нижнеплинсбахская толща имеет мощность около 150–170 м [Калинко, 1959; Сакс и др., 1959]. Детальные литолого-фациальные исследования отложений, представленных в этих разрезах, не проводились. Однако по своему строению эти разрезы имеют близкую структуру к таковой, изученной в районе мыса Аиркат и сходную ритмичность [Калинко, 1959; Сакс и др., 1959].

Один из эталонных разрезов нижней юры Лено-Анабарского фациального района расположен на мысе Тумул (см. рис. 1, 2а) в устье р. Оленек [Каплан, 1976; Возин, Дагис, 1972; Галабала и др., 1989; Казаков и др., 2002]. В начале ранней юры на этой территории существовали более глубоководные обстановки по сравнению с рассмотренными нами для мыса Аиркат (см. рис. 2). Геттангу – нижнему плинсбаху здесь соответствует нижняя половина существенно глинистой кыринской свиты, которая имеет достаточно хорошую биостратиграфическую характеристику (рис. 9).

Кыринская свита залегает на алевритово-песчаных отложениях с поздне триасовой (рэтской) фауной. Нижняя часть свиты представлена пачкой (слои 1–4, общей мощностью 13,3 м) алевритистых аргиллитов с рассеянным растительным детритом различной размерности. В основании пачки отложения существенно алевритовые и содержат редкую гальку, валуны и стволы обугленной древесины.

Эта пачка соответствует низам геттанга, ее строение отражает трансгрессивный тренд в развитии палеобассейна, и она может быть сопоставлена с циклитом I разреза на мысе Аиркат. Выше трансгрессивной пачки залегает толща аргиллитов (слои 5–10, общей мощностью 20 м). В верхней части толщи аргиллиты заметно более алевритистые, содержат разнообразные остатки макрофауны и соответствуют верхней части геттанга. Толща аргиллитов хорошо сопоставляется с наиболее глубоководными отложениями нижней части циклита II (циклитом 3) в разрезе мыса Аиркат. Залегаящая над толщей аргиллитов алевритово-глинистая пачка (слои 11–14, общей мощностью 13 м), соответствует, как принято считать, нижней части синемюра. По структуре и направленным изменениям в режиме осадконакопления, эта пачка может быть сопоставлена с верхней частью циклита II (циклитом 4) аиркатского разреза (см. рис. 9). Верхняя пачка в разрезе мыса Тумул (слои 15–16, общей мощностью 5 м) сложена аргиллитами, которые в верхней части этой пачки сменяются частым переслаиванием

аргиллитов с алевролитами, и может быть соотнесена с нижней частью циклита III (циклитом 5) аиркатского разреза.

На Восточном Таймыре эталонные разрезы нижней юры обнажаются на Лаптевоморском побережье (см. рис. 1, 2, 9) вблизи мыса Цветкова (Восточно-Таймырский фациальный район) [Мигай, 1952; Каплан, 1976; Стратиграфия ..., 1976; Шурыгин, Левчук, 1982; Левчук, 1985; Никитенко, 2009]. Расчленение этой толщи проведено по характерным комплексам двустворчатых моллюсков и фораминифер. В начале ранней юры рассматриваемая территория Восточного Таймыра располагалась на противоположном, по сравнению с Нордвикским районом, борту Анабаро-Ленского моря [Палеогеография ..., 1983; Никитенко, 2009; Девятов и др., 2011] (см. рис. 1, 2). Несмотря на несколько отличающиеся условия накопления отложений нижней части зимней свиты Нордвикского и Восточно-Таймырского фациальных районов, в структуре разрезов прослеживаются общие элементы (см. рис. 9). Меньшая мощность геттанг–нижнеплинсбахских толщ на Восточном Таймыре может быть связана с более крутым профилем дна этой части Анабаро-Ленского моря [Палеогеография ..., 1983; Никитенко, 2009].

Нижняя юрская пачка в районе мыса Цветкова (около 12 м) относится исследователями [Стратиграфия ..., 1976; Шурыгин, Левчук, 1982; Левчук, 1985; Никитенко, 2009] к геттангскому ярусу и характеризуется наличием базального слоя конгломератов, переходящего в алеврито-песчаную, послойно глинистую породу с галькой и гравием (см. рис. 9). Пачка заканчивается слоем алевритистых аргиллитов. Ее нижняя часть может быть соотнесена с циклитом I изученного эталонного разреза м. Аиркат, а верхняя, наиболее глинистая часть – с нижней частью циклита II (циклит 3) (см. рис. 9). Выше залегает пачка неравномерного чередования алевритовых и глинистых пород с существенно глинистой верхней частью (слой 48, 19 м), относимая к синемюрскому ярусу. По особенностям литологического строения и комплексам фауны эти отложения соотнесены с верхней частью циклита II (циклит 4) и низами циклита III (циклит 5) изученного аиркатского разреза (см. рис. 9).

Далее в разрезе мыса Цветкова следует существенно алевритовая пачка (слои 43–47, 19 м) с достаточно сложным ритмичным строением. Отмечается в значительной степени мелководный характер ее отложений. Пачка, вероятно, соответствует верхней, алеврито-песчаной, части циклита III и циклиту IV аиркатского разреза (см. рис. 9). Выше в разрезе района мыса Цветкова залегают существенно крупноалеваитовые породы (слой 42, 14 м), характеризующиеся общим трендом на увеличение зернистости вверх по разрезу. Их стратиграфическое положение соответствует низам нижнего плинсбаха. По структуре, литоло-

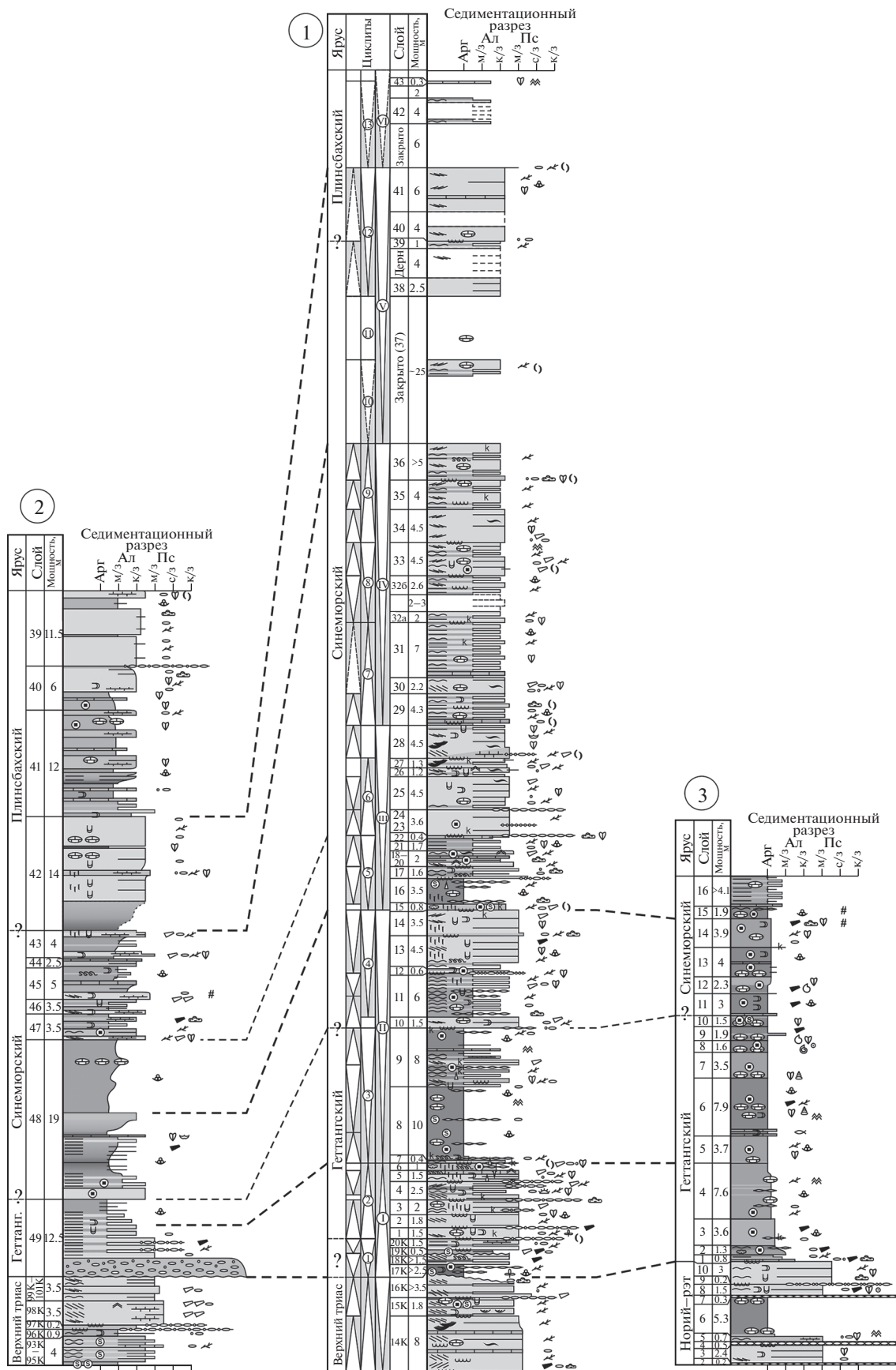


Рис. 9. Сопоставление эталонных разрезов геттанга-нижнего плинисбаха в Нордвикском (1 — разрез м. Аиркат), Восточно-Таймырском (2 — разрез м. Цветкова) и Лено-Анабарском (3 — разрез м. Тумул) фациальных района; для разреза мыса Цветкова нумерация слоев — по [Шурыгин, Левчук, 1982; Дагис, Казаков, 1984; Левчук, 1985].
Условные обозначения см. рис. 5.

гическим и палеонтологическим особенностям эти отложения могут быть соотнесены с циклитом V айратского разреза (см. рис. 8).

ОСНОВНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АНАБАРО- ЛЕНСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА В ГЕТТАНГЕ–РАННЕМ ПЛИНСБАХЕ

Полученные данные позволяют проследить основные закономерности развития рассматриваемой части Анабаро-Ленского осадочного бассейна в начале раннеюрской эпохи. Колебания уровня моря обусловили чередование в разрезе мыса Айрат пачек отложений, накапливавшихся в относительно глубоководных (дальняя зона побережья) и мелководных (предфронтальная зона пляжа, пляж) морских обстановках (см. рис. 3), а также в прибрежно-континентальных (заливно-лагунных) обстановках. Началу формирования базального циклита I (см. рис. 5) геттангско-нижнеплинсбахской толщи предшествовала регрессивная стадия развития палеобассейна, которая завершилась денудацией и размывом ранее отложившихся позднетриасовых осадков (этап 0, см. рис. 5). В раннем геттанге наступающий с севера морской бассейн постепенно распространялся на исследованной территории, что привело к накоплению в нижней части циклита I айратского разреза отложений заливно-лагунного типа, выше по резкой эрозионной границе сменяющихся пачкой грубозернистых прибрежно-морских отложений пляжа и его предфронтальной зоны (этап I, см. рис. 5). Вероятно, достаточно резкая смена режимов седиментации на этом этапе происходила под влиянием тектонических факторов: низменная прибрежная равнина с заливно-лагунным типом побережья сменилась побережьем со значительным объемом поступающего с континента терригенного и органического материала и активной гидродинамикой.

В раннем геттанге произошло крупное трансгрессивное событие, которое фиксируется во всех бореальных морях [Хэллем, 1978; Захаров, Шурыгин, 1979; Князев и др., 1991; Шурыгин, 2005; Никитенко, 2009 и др.], В исследованном нами районе это событие привело к формированию мощной глинистой пачки (циклит 3 в нижней части циклита II, см. рис. 5), которая накапливалась в обстановках дальней и переходной зон побережья. Последующие изменения глубины морского бассейна привели к смене обстановок переходной зоны побережья более мелководными и гидродинамически активными обстановками предфронтальной зоны пляжа (циклит 4 верхней части циклита II), указывающими на приближение береговой линии (этап II, см. рис. 5).

Крупный регрессивный циклит II с двучленным строением трансгрессивно перекрывается циклитом III (этап III, см. рис. 5). В основании

циклита III залегает характерный базальный “мусорный” пласт. Нижняя часть этого циклита, представлена существенно глинистыми отложениями, которые накопились в дальней зоне побережья при значительном увеличении глубины бассейна. Вслед за трансгрессией произошло обмеление морского бассейна, в течение которого относительно глубоководные обстановки дальней зоны побережья сменились более мелководными обстановками переходной зоны, а затем еще более близкими к берегу обстановками предфронтальной зоны пляжа).

Следующая трансгрессия моря была менее значительной, по сравнению с предыдущими, однако она также привела к изменениям условий и обстановок осадконакопления в рассматриваемой части Анабаро-Ленского морского палеобассейна. Так, нижняя часть циклита IV (см. рис. 5), формировавшегося в это время, представлена частым переслаиванием алевритовых и алевритово-глинистых осадков с морской фауной и седиментологическими признаками обстановок переходной зоны побережья и предфронтальной зоны пляжа, располагавшихся близко к базису действия нормальных волнений. Верхняя часть циклита IV накапливалась в более мелководных обстановках предфронтальной зоны пляжа и в пляжевых обстановках). Колебания уровня моря относительно небольшой амплитуды обусловили низкоранговую цикличность, распознающуюся в отложениях этого циклита, однако незначительные изменения и постепенная смена условий седиментации свидетельствуют о стабилизации тектонического режима в это время (этап IV, см. рис. 5).

Слабая обнаженность нижней части залегающего выше циклита V (см. рис. 5) позволяет лишь предполагать некоторое относительное возрастание глубины бассейна в период ее формирования, с учетом строения нижележащих циклитов подобного ранга. Верхняя часть циклита V представлена отложениями пляжевых обстановок — наиболее мелководных среди всех обсуждаемых выше, что свидетельствует о регрессивной тенденции в эволюции обстановок седиментации на данном этапе (этап V, см. рис. 5), а также об общем регрессивном тренде в развитии исследованной части морского бассейна в течение всего времени накопления геттанг-нижнеплинсбахской осадочной толщи.

Таким образом, в геттанг-раннеплинсбахское время в развитии юго-западная часть Анабаро-Ленского палеоморя прослеживается общий регрессивный тренд с постепенной стабилизацией тектонического режима. Начальная стадия развития этого осадочного бассейна сопровождалась возрастанием тектонической активности в регионе, которая привела, в том числе, к значительному омоложению рельефа и поступлению в бассейн значительных объемов грубозернистого обломочного материала. Это отражено в форми-

ровании трансгрессивного циклита I (см. рис. 5). На фоне общего регрессивного тренда распознаются регрессивные циклы более низкого ранга, которые в разрезе толще выражены в виде серии регрессивных циклитов II–V декаметрового масштаба. Границы циклитов маркируют события, связанные с увеличением глубины палеобассейна, а двучленное строение обусловлено осадконакоплением в течение максимума трансгрессии и последующего обмеления (см. рис. 5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведены комплексные литолого-фациальные исследования нижнеюрских толщ в районе мыса Аиркат (Анабарский залив моря Лаптевых) (см. рис. 1), которые позволили проинтерпретировать обстановки их формирования. Выяснено, что формирование отложений происходило в прибрежно-континентальных, прибрежно-морских и мелководно-морских обстановках. Впервые проведен ихнофациальный анализ отложений верхов триаса – нижней юры Нордвикского фациального района, идентифицированы разнообразные следы жизнедеятельности организмов, которые были отнесены к сколитовой и крузиановой ихнофациям. Изученные комплексы ихнофоссилий позволили уточнить условия седиментации вмещающих отложений.

Петрографические исследования показали, что изученные алевритово-песчаные породы имеют в целом сходные вещественно-структурные характеристики, однако целый ряд признаков указывает на различные условия седиментации. Установлено, что накопление алевритово-песчаных отложений происходило на незначительном удалении от источников сноса, в относительно мелководном морском бассейне, практически при постоянном действии волн и течений с высокой энергией.

Анализ взаимоотношения отдельных литофаций и их ассоциаций позволил выделить в структуре разреза разноранговые циклиты. В составе общей регрессивной последовательности установлено шесть циклитов (I–VI) декаметрового масштаба, соответствующих, за исключением базального, регрессивному миграционному режиму циклогенеза. Эти циклиты характеризуются асимметричной внутренней структурой, отражающей периоды миграции береговой линии, хорошо выраженные в прибрежно-морских осадках. Внутри крупных циклитов I–VI выделены циклиты метрового масштаба, которые сформировались под воздействием локальных седиментационных факторов и могут рассматриваться как элементарные.

В результате проведенных исследований построена седиментационная модель, которая показывает особенности строения изученной толщи и позволяет проследить изменения обстановки формирования отложений во времени и выявить

главные седиментационные события в осадочном бассейне. Установлено, что этапы развития рассмотренной части Анабаро-Ленского осадочного бассейна в раннеюрское время отражены в структуре разреза и обусловлены чередованием трансгрессивных и регрессивных периодов развития моря на фоне постепенного снижения тектонической активности в регионе.

Полученные данные позволяют в значительной степени уточнить и детализировать существующие представления о палеогеографической ситуации в начале раннеюрской эпохи на рассматриваемой территории, а также об эволюции Анабаро-Ленского осадочного бассейна в целом. Выявленный циклический характер структуры разреза является важным инструментом для расчленения юрской толщи и может быть использован при региональной литостратиграфической корреляции.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны анонимному рецензенту, редакторам и Главному редактору журнала “Литология и полезные ископаемые” доктору геол.-мин. наук Ю.О. Гаврилову за ценные замечания и комментарии, способствовавшие улучшению статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ № 18-17-00038, № 19-17-00091 и РФФИ № 18-05-70035.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 260 с.
- Ботвинкина Л.Н.* Слоистость осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 542 с.
- Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П.* Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Уральского университета, 1991. 336 с.
- Верниковский В.А., Добрецов Н.Л., Метелкин Д.В. и др.* Проблемы тектоники и тектонической эволюции Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1083–1107.
- Возин В.Ф., Дагис А.А.* Новое о древнейших слоях юры на севере Средней Сибири // Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М.: Наука, 1972. С. 56–67.
- Галабала Р.О.* Мезозойские и кайнозойские континентальные перерывы восточной части Сибирской платформы и связанные с ними коры выветривания // Континентальные перерывы и коры выветривания Сибири. Новосибирск, 1971. С. 98–102.
- Галабала Р.О., Данилов В.Г., Полуботко И.В., Репин Ю.С.* Пограничные триасово-юрские отложения восточной части Лено-Анабарского прогиба // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 128–132.
- Дагис А.А., Дагис А.С., Казаков А.М. и др.* Стратиграфия триасовых отложений побережья Анабарского залива // Геология и нефтегазоносность мезозойских седиментационных бассейнов Сибири. Новосибирск: Наука, 1983. С. 21–28.

- Дагис А.С., Казаков А.М.* Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. Новосибирск: Наука, 1984. 77 с.
- Девятов В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н.* Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // *Новости палеонтологии и стратиграфии.* 2011. Вып. 16–17. С. 87–101.
- Девятов В.П., Сапьяник В.В.* Главнейшие геологические события мезозоя Сибири // *Региональная геология. Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Сибири* // Сборник научных трудов. Новосибирск, 2009. С. 123–130.
- Долотов Ю.С.* Динамические обстановки прибрежно-морского рельефообразования и осадконакопления. М.: Наука, 1989. 269 с.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н.* Метод реконструкции рельефа дна и глубин морских палеобассейнов на основе анализа катен бентоса // *Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобассейны и их обитатели.* Новосибирск: Наука, 1985. С. 97–107.
- Захаров В.А., Шурыгин Б.Н.* Юрское море на севере Средней Сибири (по данным анализа двустворчатых моллюсков) // *Условия существования мезозойских морских бореальных фаун.* Новосибирск: Наука, 1979. С. 56–81.
- Казаков А.М., Дагис А.С., Карагодин Ю.Н.* Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири // *Био- и литостратиграфия триаса Сибири.* М.: Наука, 1982. С. 5–36.
- Казаков А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И. и др.* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. 322 с.
- Калинко М.К.* История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Л.: Гостехиздат, 1959. 360 с.
- Каплан М.Е.* Литология морских мезозойских отложений севера Восточной Сибири. Л.: Недра, 1976. 229 с.
- Карцева Г.Н., Ронкина З.З., Колокольцева Е.П.* Стратиграфия юрских и меловых отложений // *Геология и нефтегазоносность Енисей-Хатангского прогиба.* Л.: Изд-во НИИГА, 1971. С. 7–18.
- Князев В.Г., Девятов В.П., Шурыгин Б.Н.* Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 100 с.
- Конторович А.Э., Эпов М.И., Бурштейн Л.М. и др.* Геология, ресурсы углеводородов шельфов арктических морей России и перспективы их освоения // *Геология и геофизика.* 2010. Т. 51. № 1. С. 7–17.
- Конторович В.А., Конторович А.Э., Моисеев С.А., Соловьев М.В.* Структурно-тектоническая характеристика Лено-Анабарского региона // *Геология нефти и газа.* 2014. Т. 55. № 1. С. 74–82.
- Кринин В.А.* Анабаро-Хатангская седловина как объект нефтегазопроисхождения // *Горные ведомости.* 2014. № 8. С. 22–28.
- Левчук М.А.* Литология и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба. Новосибирск: Наука, 1985. 166 с.
- Лутиков О.А., Соболев Е.С., Соболев Н.Н.* Стратиграфия пограничных верхнетриасовых и нижнеюрских отложений Нордвикского района (север Средней Сибири) // *Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии* // *Материалы III Всеросс. совещания.* Саратов, 2009. С. 122–125.
- Мигай И.М.* Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1952. 60 с.
- Никитенко Б.Л.* Стратиграфия, палеобиогеография и биофашии юры Сибири по микрофауне (фораминиферы и остракоды). Новосибирск: Параллель, 2009. 680 с.
- Никитенко Б.Л., Девятов В.П., Лебедева Н.К. и др.* Стратиграфия юры и мела архипелага Новосибирские острова (море Лаптевых и Восточно-Сибирское море) фациальное районирование и литостратиграфия // *Геология и геофизика.* 2017. Т. 58. № 12. С. 1867–1885.
- Никитенко Б.Л., Князев В.Г., Пещевицкая Е.Б., Глинских Л.А.* Верхняя юра побережья моря Лаптевых: межрегиональные корреляции и палеообстановки // *Геология и геофизика.* 2015. Т. 56. № 8. С. 1496–1519.
- Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Л., Князев В.Г. и др.* Стратиграфия юры и мела Анабарского района (Арктическая Сибирь, побережье моря Лаптевых) и бореальный зональный стандарт // *Геология и геофизика.* 2013. Т. 54. № 8. С. 1047–1082.
- Обстановки осадконакопления и фации* / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. 352 с.
- Палеогеография севера СССР в юрском периоде* / Под ред. К.В. Боголепова. Новосибирск: Наука, 1983. 188 с.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири.* Новосибирск, 1981. 91 с.
- Романовский С.И.* Динамические режимы осадконакопления. Циклогенез. Л.: Недра, 1985. 263 с.
- Сакс В.Н., Грамберг И.С., Ронкина З.З., Аглонова Э.Н.* Мезозойские отложения Хатангской впадины. Л.: Гостехиздат, 1959. 226 с.
- Сакс В.Н., Ронкина З.З., Шульгина Н.И. и др.* Стратиграфия юрской и меловой системы севера СССР. М., Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.
- Старосельцев В.С.* Тектоническое и нефтегазогеологическое районирование южного побережья и прилегающего шельфа моря Лаптевых // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири.* 2012. № 3. С. 32–37.
- Стратиграфия юрской системы севера СССР* / Под ред. В.Н. Сакса. М.: Наука, 1976. 436 с.
- Фролов В.Т.* Литология. Кн. 3 / Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.
- Фролов В.Т.* Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. М.: Изд-во МГУ, 1964. 310 с.
- Хэллем А.* Юрский период. Л.: Недра, 1978. 272 с.
- Шейн В.С., Альференок А.В., Каламбаров С.Л., Книпер А.А.* Плитотектоническое и нефтегазогеологическое районирование Западной Арктики и сопредельных территорий // *Геология нефти и газа.* 2017. Т. 58. № 2. С. 3–26.
- Шурыгин Б.Н.* Биогеография, фации и стратиграфия нижней и средней юры Сибири по двустворчатым моллюскам. Новосибирск: Гео, 2005. 154 с.
- Шурыгин Б.Н.* Двустворчатые моллюски и биофашии в позднеплинсбахском море Анабарского района // *Условия существования мезозойских морских бореальных фаун.* Новосибирск: Наука, 1979. С. 82–90.
- Шурыгин Б.Н.* Свитная разбивка нижне- и среднеюрских отложений в Анабаро-Хатангском районе // *Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири.* Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 19–46.

- Шурыгин Б.Н., Левчук М.А. Нижне–среднеюрские отложения мыса Цветкова (Восточный Таймыр) // Геология и нефтегазоносность Енисей–Хатангского седиментационного бассейна. М.: Наука, 1982. С. 75–89.
- Шурыгин Б.Н., Никитенко Б.Л., Девятов В.П. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 480 с.
- Allen J.R.L. Physical Processes of Sedimentation: an introduction. London: George Allen and Unwin LTD, 1980. 248 p.
- Einsele G. Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Berlin: Springer, 1992. 628 p.
- Frey R.W., Seilacher A. Uniformity in marine invertebrate ichnology // *Lethaia*. 1980. V. 13. P. 183–207.
- Hallam A.A. re-evaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon Curve // Sea level changes: an integrated approach / Eds C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication № 42. 1988. P. 261–274.
- Hallam A. The end-Triassic mass extinction event // Global Catastrophes in Earth History; An Interdisciplinary Convergence on Impacts, Volcanism, and Mass Mortality // Geol. Soc. America Spec. Paper. 1990. V. 247. P. 577–584.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B. и др. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins / Eds P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail // SEPM Special Publication. 1998. № 60. P. 763–781.
- Collinson J.B., Thompson D.B. Sedimentary structures. London: Unwin Hyman, 1989. 207 p.
- Mørk A., Smelror M. Correlation and Non-Correlation of High Order Circum-Arctic Mesozoic Sequences // *Polarforschung*. 2001. V. 69. P. 65–72.
- Nikitenko B.L., Shurygin B.N. The use of parallel biozonal scales for refined correlation in the Jurassic of the Boreal realm // Proceedings of the 1992 International Conference on Arctic Margins: Anchorage, Alaska, September 1992 / Eds D.K. Thurston, K. Fujita // OCS Study MMS 94-0040. 1994. P. 33–38.
- Pálffy J., Kocsis Á. Volcanism of the Central Atlantic magmatic province as the trigger of environmental and biotic changes around the Triassic-Jurassic boundary // Volcanism, Impacts, and Mass Extinctions: Causes and Effects // Geol. Soc. America Spec. Paper. 2014. V. 505. P. 245–262.
- Seilacher A. Trace fossil analysis. Berlin, Heidelberg, N. Y.: Springer-Verlag, 2007. 226 p.
- Sepkoski J.J.Jr. Mass extinction in the Phanerozoic oceans: A review // Geol. Soc. America Spec. Paper. 1982. V. 190. P. 283–289.
- Van de Schootbrugge B., Bachan A., Suan G. и др. Microbes, mud and methane: cause and consequence of recurrent early Jurassic anoxia following the end Triassic mass extinction // *Palaeontology*. 2013. V. 56(4). P. 1–25.

Hettangian to Early Pliensbachian Phase Evolution of the Anabar-Lena Sedimentary Basin, Nordvik Facial District

A. Yu. Popov^{1, 2, #}, B. L. Nikitenko^{1, 2, ##}

¹*Institute of Petroleum Geology and Geophysics A.A. Trofimuka of the Siberian Branch of the RAS, Acad. Koptyuga prospect 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

²*Novosibirsk State University, Pirogova street 1, Novosibirsk, 630090 Russia*

#e-mail: PopovAY@ipgg.sbras.ru

##e-mail: NikitenkoBL@ipgg.sbras.ru

Received June 15, 2018; revised April 29, 2019; accepted July 22, 2019

New data on the structure and formation conditions of the Anabar-Lena sedimentary basin in the Nordvik facies region at the beginning of the Early Jurassic (Hettangian to Early Pliensbachian) are presented. Based on a detailed lithological-facies analysis, coastal-continental, coastal-marine, and shallow-marine sedimentation conditions were reconstructed. For the first time, ichnofacial researches were carried out: various traces of the vital activity of organisms identified as *Scolithos* and *Cruziana* ichnofacies were identified. An analysis of the relationship between individual lithofacies and their associations made it possible to single out a series of different ranking cyclites in the section. In the general regressive stage, six cyclites of decameter scale were established, corresponding, with the exception of the basal, regressive migration regime of cyclogenesis. They are characterized by an asymmetric internal structure, reflecting periods of coastline migration. A sedimentation model of the studied beds is constructed, which allows one to trace changes in the conditions of sediment formation in time and identify the main events in the sedimentary basin. It is established that the main phases of the evolution western part of the Anabar-Lena palaeobasin in the Early Jurassic time are reflected in the structure of the section and are caused by the alternation of transgressive and regressive periods against the background of a gradual decrease in tectonic activity in the region. The results obtained allow us to significantly refine our understanding of the evolution of sedimentation in the Anabar-Lena basin. The revealed cyclical nature of the Lower Jurassic beds can be used for regional lithostratigraphic correlation.

Keywords: sedimentary basin, lithological-facies analysis, sedimentation cycles, Lower Jurassic, Siberian Arctic.