

**МЕЗОЦИКЛИЧНОСТЬ ВЕРХНЕТРИАСОВО-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
БУРЕЙНСКОГО БАССЕЙНА: ТЕКТОНИКА, ЭВСТАТИКА,
СЕКВЕНССТРАТИГРАФИЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

Г.Л. Кириллова, В.В. Крапивенцева

*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск,
680000; e-mail: kirillova@itig.as.khb.ru*

Поступила в редакцию 28 декабря 2011 г.

Исследована мезоцикличность верхнетриасово-юрских отложений Буреинского бассейна, располагавшегося в то время на краю палеоконтинента. При таком положении бассейна в его разрезах четко зафиксировалась летопись эвстатических колебаний Мирового океана, что позволило впервые построить секвенсстратиграфическую модель этого бассейна. С использованием всего доступного арсенала факторов, влияющих на цикличность, в Буреинском осадочном бассейне для юрского этапа его развития выделено 6 рангов циклов. В выделении первых трех рангов (порядков), несомненно, доминирует тектонический фактор: цикл 1-го порядка – альпийский, циклы 2-го порядка – индосинийский и яншанский, циклы 3-го порядка – позднеиндосинийский, раннеяншанский и среднеяншанский субциклы. На формирование циклов 4–6-го порядков наряду с тектоникой большое влияние оказывали эвстатические колебания Мирового океана, объем поступающих осадков, обстановки седиментаций и климат. Исходя из сведений, что нефтематеринские толщи формируются во время максимальных трансгрессий, к перспективным объектам отнесены алевропелитовые пачки чаганыйской, эльгинской, эпиканской, синкальтинской свит, хавагдинской толщи, накапливавшихся в наиболее глубоких частях бассейна и слагающих циклы 5-го порядка.

Ключевые слова: мезоцикличность, тектоника, эвстатика, литология, секвенсстратиграфия, юра, Буреинский бассейн, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Повторяемость природных процессов обуславливает цикличность в строении осадочных толщ. Однако масштабы и длительность природных процессов различны. Стремление найти упорядоченность и общую ранжированность циклов привлекает внимание многих исследователей, однако число рангов и их соответствие разным стратиграфическим подразделениям трактуется неоднозначно. В отечественной литературе В.Е. Хаин, ссылаясь на исследователей, изучавших цикличность в России, полагал возможным выделение в земной коре 15–17 порядков циклов разной продолжительности.

Выявление закономерностей в повторяемости событий имеет большое научное и практическое значение. Многие полезные ископаемые занимают определенное место в системе цикличности, формируясь в различных палеогеографических обстановках. Установлено, например, что в фазы макси-

мальных трансгрессий формируются нефтематеринские толщи [28]. На основе крупных циклов осуществляется корреляция тектонических фаз, эпох магматизма, проводится тектоническое районирование.

В проблеме цикличности много дискуссионных вопросов из-за сложности и многообразия природных процессов. Так при одноактных катастрофических процессах (например, цунами) может в очень короткий срок накопиться не только слой и пачка, но и толща большой мощности. Существуют разногласия в оценке начала и завершения циклов. Одна группа исследователей границу между смежными циклами проводит по времени проявления максимума трансгрессии, другая – по времени разделяющих их регрессий (по подошве трансгрессивной пачки). Второй вариант представляется предпочтительным, поскольку границы перерывов выражены в разрезе более четко.

Вопрос о причинах цикличности до сих пор дискутируется и на данном этапе еще не решен [4]. Причины, видимо, многообразны и они комбинируются в разных сочетаниях. В последние десятилетия появились новые направления в изучении цикличности: сейсмостратиграфия и секвенсстратиграфия.

Ограниченные несогласиями осадочные комплексы впервые описал Л. Слосс [35] под названием секвенс. Но наиболее широкое применение секвенсы получили в 60–80 гг. прошлого столетия в период разворота сейсморазведочных работ на шельфах с целью поисков углеводородов [23, 30, 36]. Обособились специальные дисциплины: сейсмостратиграфия и секвенсстратиграфия. Последняя обогатилась данными наземных биостратиграфических, седиментологических (фациальных) наблюдений [28, 29, 37, 38].

В рамках секвенсстратиграфии цикличность рассматривается как функция взаимодействия между тектоникой, эвстатикой, объемом поступающих осадков, обстановкой седиментации и климатом. Определенную роль играли, конечно, и космические факторы, учесть которые не всегда возможно.

Концепция цикличности седиментации оказалась одной из самых плодотворных в “осадочной” геологии, т. к. позволила геологам увидеть порядок, закономерности в кажущемся хаосе и описать в сжатом виде мощные толщи сложной переслаивающихся осадочных пород [4, 17, 24, 28].

На юго-востоке России классическим полигоном для изучения мезозойских секвенсстратиграфических единиц является Буреинский бассейн, представлявший собой в позднем триасе–юре пассивную континентальную окраину, обрамлявшую Буреинский палеоконтинент. Этот бассейн издавна привлекал внимание биостратиграфов, литологов, угольщиков [6, 8, 15, 16, 18, 22, 25–27], которые пытались с использованием тех или иных методов описать закономерности его строения, в том числе и цикличности.

В последние годы закончено среднемасштабное геологическое картографирование Буреинского бассейна, составлены карты нового поколения [1, 2, 7]. Стратиграфия мезозоя отложений детализирована и обоснована находками фауны [3, 20–22, 32, 34], уточнен петрографический состав пород. Это послужило хорошей основой для литолого-фациальных исследований и последующих палеогеографических и геодинамических реконструкций [5, 9, 11, 12]. Кроме того, предприняты первые попытки секвенсстратиграфического расчленения позднетриасово-меловой последовательности [10, 14]. Все это создало предпосылки к более детальному анализу цикличности на секвенсстратиграфической основе.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ БУРЕЙНСКОГО БАСЕЙНА И ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Буреинский бассейн расположен вдоль восточной окраины Буреинского массива (рис. 1), сложенного архейским гранито-гнейсовым комплексом, перекрытым рифей-палеозойскими образованиями, прорванными гранитоидами различного возраста. Бассейн простирается в субмеридиональном направлении на расстояние 230 км при средней ширине 65 км. С востока он ограничен Чегдомыньским линейным блоком архейских пород тастахской серии, перекрытых девонскими образованиями и прорванных позднепалеозойскими гранитоидами. С севера отложения Буреинского бассейна перекрываются ниже-верхнемеловыми вулканитами Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического ареала, с юго-востока – Баджальского ареала [7].

В современном структурном плане на геологических картах четко различается восточный ниже-верхнеюрский (докиммериджский) суббассейн субмеридионального простираения и волжско-верхнемеловой суббассейн северо-восточного простираения, который иногда выделяют как наложенную Кындадскую впадину или грабен-синклиналь [18, 19].

Буреинский бассейн в данной работе нами трактуется в широком смысле, включая и фрагменты юрско-мелового палеобассейна (рис. 1), сохранившиеся ныне в виде небольших прогибов и впадин.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфия юрских морских отложений Буреинского бассейна была изучена в процессе крупно- и среднемасштабных геолого-съёмочных работ [1, 2, 20] и биостратиграфических исследований [3, 22]. Один из последних вариантов стратиграфии бассейна приведен в [7].

Триасовая система, верхний норий. *Демкуканская толща* ограниченно распространена в мелких тектонических блоках и сложена разногалечными конглобрекциями, песчаниками аркозовыми и граувакковыми от мелко- до крупнозернистых, гравелитами, реже – алевrolитами. Толща с угловым несогласием залегает на палеозойских и протерозойских породах фундамента. Мощность ее варьирует от 350 до 700 м. Поздненорийский возраст демкуканской толщи обоснован находками монотисов, среди которых Е.П. Брудницкой определены *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica densistriata* Tell., *M. zabaikalica* Kipar., *M. zabaikalica planostata* Kipar., *M. zabaikalica semiradiata* Ich. [1].

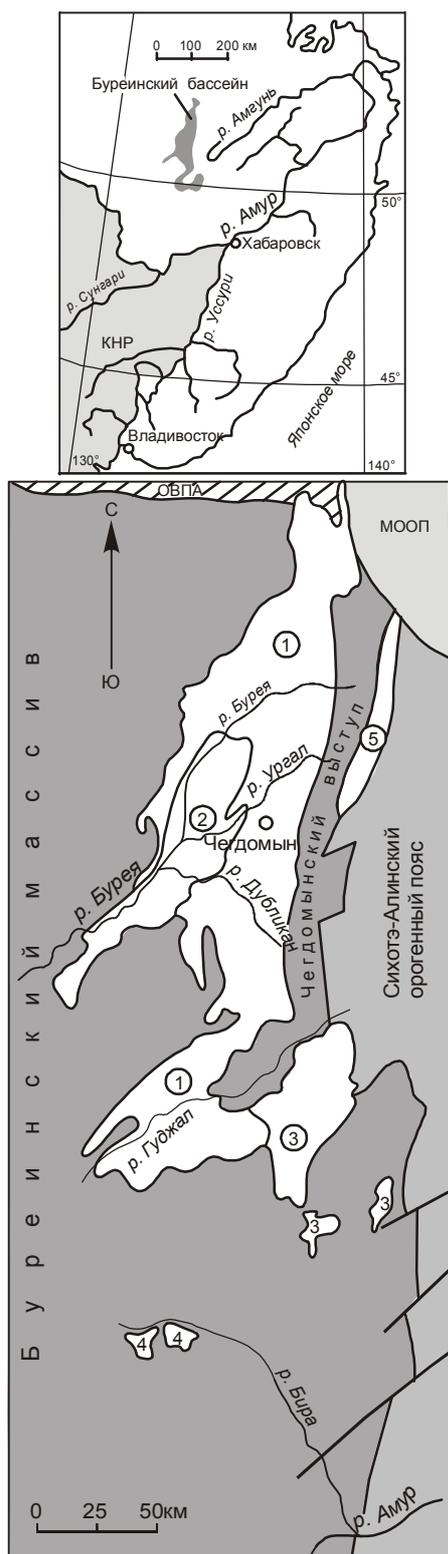


Рис. 1. Буреинский бассейн и его элементы.

1–5 – прогибы: 1 – Буреинский, 2 – Кындальский, 3 – Гуджикский, 4 – Бирский, 5 – Сивакский. МООП – Монголо-Охотский орогенный пояс; ОВПА – Огоджинский вулканоплутонический ареал.

Юрская система. Нижний отдел. Хавагдинская толща (J_1hv) распространена в основном в Гуджикском прогибе. Она с длительным перерывом в 10 млн лет залегают на демуканской толще или на породах фундамента. В ее составе преобладают алевролиты, реже встречаются мелко-среднезернистые аркозовые песчаники, прослои литокластических туфов андезитов и кристалловитрокластических туфов кислого состава, редкие линзы известняков. Мощность толщи – 1250 м. Возраст толщи обоснован находками остатков *Arctomytiloides* aff. *rassochaensis* Polub., *Otapiria limaeformis* (Tuchk.), *O. affecta* Polub., характеризующих, по мнению Е.П. Брудницкой, синемюрский возраст [1, 2]. Позже возраст этой фауны был уточнен как поздний синемюр [3].

Таксинская толща (J_1tk) распространена в восточной части Гуджикского прогиба (мощность 675 м) и в юго-западном окончании Сивакского прогиба (мощность 1020 м). В ее составе преобладают аркозовые и граувакковые разнозернистые песчаники (30–130 м) с частыми пластами и прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов. На хавагдинской толще она залегают согласно в Гуджикском прогибе и с размывом, судя по присутствию горизонта конгломератов и гравелитов мощностью 120 м, в Сивакском прогибе. Возраст толщи определен Е.П. Брудницкой по остаткам *Arctomytiloides* aff. *rassochaensis* Polub., *Seriocrinus* ex gr. *subangularis* (Miller) как позднесинемюрский [3].

Дешская свита ($J_1dš$) узкими прерывистыми полосами, большей частью ограниченными разломами, прослеживается вдоль западной границы Чегдомынского выступа фундамента, а также обнажается на крыльях асимметричной мульдообразной складки. На восточном крыле складки она без видимого несогласия наращивает разрез таксинской толщи [2]. Однако следует заметить, что отсутствие раннеплинбахской фауны, трансгрессивное залегание с базальными слоями конгломератов, гравелитов, песчаников мощностью до 200 м, которые прослеживаются от Южного Приморья до Восточного Забайкалья, свидетельствуют о раннеплинбахском перерыве [3]. На западном крыле складки в Гуджикском прогибе и на отдельных участках восточной окраины Буреинского прогиба установлено непосредственное налегание отложений дешеской свиты на фундамент.

В составе дешеской свиты преобладают алевролиты, нередко песчаные, с пластами аркозовых и граувакковых песчаников, прослоями туфоалевролитов и аргиллитов. К основанию свиты приурочен горизонт (10–150 м) линзовидно переслаивающихся конгломератов, гравелитов и разнозер-

нистых песчаников. Наиболее представительный разрез этой свиты изучен в карьерах и высыпках вдоль трассы БАМ, на рр. Буряя, Солони [1, 22]. Максимальная мощность свиты – 730 м. К северу в составе свиты увеличивается доля песчаников, появляется примесь пирокластики [1] и уменьшается мощность до 350 м [22]. К югу также увеличивается доля песчаников, в алевролитах присутствует растительный детрит. Возраст дешской свиты надежно обоснован как поздний плинсбах–ранний тоар многочисленными находками аммонитов, двустворок, брахиопод, криноидей [1, 3, 22].

Среднеюрские отложения, имеющие наибольшее распространение в пределах Буреинского прогиба, расчленены по литологическому составу и органическим остаткам на синкальтинскую, эпиканскую, эльгинскую, чаганйскую и талынджанскую свиты.

Синкальтинская свита (J_2sn), с разрывом, небольшим перерывом, иногда с конгломератами в основании наращивающая дешскую, формировалась в различных фациальных обстановках, обусловивших отложение существенно различных осадков в разных ее частях. Она имеет довольно широкое распространение вдоль восточной окраины бассейна.

Наиболее полно фаунистически охарактеризованные разрезы свиты, представленные преимущественно алевролитами, детально изучены И.И. Сей и Е.Д. Калачевой, Д.Ф. Фоминым по р. Солони, вдоль трассы БАМ и по р. Бурее [1, 22]. В северо-восточной части бассейна в составе свиты преобладают аркозовые и граувакковые, нередко известковистые песчаники с фауной митилоцерамов, белемнитов, растительным детритом. В центральной части Гуджикского и в юго-восточной Буреинского прогиба в основании свиты залегают аркозовые и граувакковые песчаники с линзами гравелитов и конгломератов, прослоями алевролитов. Эти породы с местным разрывом перекрывают дешскую свиту. Выше залегают мелкозернистые темно- и зеленовато-серые песчаники с прослоями и линзами алевролитов, содержащими нередко углефицированный растительный детрит, лав и пепловых туфов кислого состава. Иногда имеет место переслаивание темно-серых граувакковых песчаников со светло-серыми среднезернистыми аркозовыми. В верхней части свиты среди мелкозернистых песчаников наблюдаются лепешковидные марказитовые конкреции. Мощность свиты в бассейне р. Дубликан составляет около 750 м. Многочисленные остатки аммонитов, митилоцерамов, гастропод, белемнитов определяют возраст свиты как аален–ранний байос [2, 3, 22].

Эпиканская свита (J_2ep) согласно или с конгломератами в основании наращивает синкальтинскую свиту. Отличительные особенности этого стратона – преимущественно алевролитовый состав в центре бассейна (р. Солони), зеленоватая и темно-серая (до черной) окраска пород, скорлуповатая отдельность и обилие конкреций марказита. По литологическому составу и органическим остаткам эпиканская свита расчленена на нижнюю и верхнюю подсвиты, которые относительно уверенно картируются к северу от р. Чегдомын. На некоторых участках (междуречье Мал. Эльга–Чегдомын) в каждой из подсвит возможно выделение пачек, в которых нижние слои имеют преимущественно песчаный, а верхние – алевролитовый и аргиллитовый состав.

Нижняя подсвита (J_2ep_1) сложена преимущественно алевролитами, нередко песчанистыми, реже песчаниками аркозовыми и граувакковыми, туфоалевролитами, риолитами и их лавобрекчиями, аргиллитами. Наиболее представительный разрез подсвиты мощностью до 900 м описан в бассейнах рр. Бол. и Мал. Эльга. Южнее, на р. Солони в разрезе подсвиты уменьшается доля псаммитового материала, сокращается мощность до 700 м. Остатки фауны в нижней подсвите имеют раннебайосский возраст [2, 3].

Верхняя подсвита (J_2ep_2) в наиболее обнаженном и хорошо изученном разрезе по р. Солони представлена однородными и тонкослоистыми алевролитами с марказитовыми конкрециями и линзовидными прослойками песчаников и аргиллитов. В низах ее участками отмечается горизонт от мелко- до крупнозернистых песчаников, который согласно с постепенным переходом перекрывает алевролиты нижней подсвиты. В бассейне рек Бол. и Мал. Эльга отложения верхней подсвиты разделены на песчаниковую и алевролитовую пачки. Мощность подсвиты составляет 900 м.

Возраст верхнеэпиканской подсвиты определяется находками в ней по р. Солони *Lissoceras* cf. *psilodiscus* (Schloenb.), *Partschiceras grossicostatum* (Imlay) и *Mytiloceras kystatymensis* (Kosch.), характеризующих поздний байос средней юры [3].

Эльгинская свита (J_2el) пользуется наибольшим площадным распространением в Буреинском бассейне и согласно или с местными размывами разного масштаба перекрывает эпиканскую свиту, а на западе трансгрессивно залегает на породах фундамента. Мощность конгломератов иногда достигает 200 м. Эти факты, а также резкая смена фаунистических комплексов заставляют предполагать перерыв в осадконакоплении и даже небольшое азимутальное несогласие [22].

Наиболее полный и хорошо фаунистически охарактеризованный разрез всей свиты для северной части бассейна описан по рр. Бурее и Умальте [22]. Здесь нерасчлененная эльгинская свита сложена преимущественно мелкозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями среднезернистых и алевритистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда с многочисленными включениями углефицированной древесины и марказитовых конкреций. В ее основании развиты песчаники с мелкой галькой и линзами мелкогалечных конгломератов, а в верхней части разреза – пачка флишоидного переслаивания песчаников и алевролитов. Мощность свиты здесь достигает 1800 м [22]. В междуречье Ургал–Чегдомын ее разрез мощностью около 2200 м представлен переслаиванием песчаников и алевролитов с прослоями (до 10 м) и линзами туфоалевролитов, гравелитов, конгломератов, лав и пепловых туфов [1]. Песчаники обычно аркозовые и граувакковые, но встречаются среди них туфогенные и известковистые разновидности. К сожалению, фауны в этом разрезе собрано мало. По литологическому составу эльгинская свита в этом разрезе расчленена на подсвиты, в которых, в свою очередь, выделены пачки, подчеркивающие цикличное строение свиты.

В междуречье Солони–Дубликан (центральная часть бассейна) базальный горизонт разреза (218 м) имеет более тонкозернистый состав. Он представлен глинистыми песчаниками и алевролитами с разнообразным фаунистическим комплексом. Выше залегает характерный (“аммонитовый”) горизонт (18 м) с многочисленными остатками аммонитов, перекрытый мощной пачкой алевролитов [3, 22].

В южной части Буреинского прогиба (левобережье р. Дубликан, бассейн р. Адникан) и в Гуджикском прогибе в основании эльгинской свиты наблюдается горизонт (40–300 м) конгломератов, гравелитов и грубозернистых аркозовых песчаников, связанных взаимопереходами. Выше следуют преимущественно мелкозернистые песчаники и алевролиты, находящиеся во флишоидном переслаивании. Нередко отмечаются пачки (до 50 м) тонкого (до 15 см) переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты здесь достигает 1050 м [2]. Эльгинская свита содержит многочисленные и разнообразные остатки ископаемой фауны, среди которых преобладают аммониты и двустворки, характерные для позднего байоса–бата [3, 22].

Чаганыйская свита ($J_2\check{c}g$) распространена только в Буреинском прогибе, где в западной части с размывом залегает на палеозойских гранитах или на эльгинской свите [16]. Во всех изученных разрезах в

ее основании выделяется пачка мелкозернистых песчаников мощностью 20–50 м, иногда конгломератов. Выше залегают алевролиты обычно характерного пепельно-серого цвета, позволяющего легко отличать свиту от других стратонов прогиба. В алевролитах часты прослои мелкозернистых и алевритистых аркозовых и граувакковых песчаников. Отмечаются прослои (0.1–10 м) туфоалевролитов, аргиллитов, седиментационных брекчий. По всему разрезу спорадически встречаются округлые и караваеобразные конкреции марказита, в верхах его – такие же конкреции известковистых алевролитов. В породах часто присутствует углефицированный растительный детрит. Мощность свиты увеличивается с севера на юг и с запада на восток от 530 м [22] до 1000 м [1]. При крупномасштабной съемке свита расчленялась на две подсвиты: нижнюю, представленную переслаивающимися граувакковыми песчаниками и алевролитами с прослоями туфоалевролитов (мощность 400 м) и верхнюю, преимущественно алевролитовую с редкими пластами и прослоями граувакковых песчаников, аргиллитов, туфоалевролитов (мощность 400 м). В основании верхней подсвиты залегает горизонт седиментационных брекчий мощностью 5–8 м.

Фаунистически охарактеризована преимущественно верхняя часть разреза свиты, где встречены аммониты, митилоцерамы и мелкие двустворки [3, 16, 22]. По данным Е.П. Брудницкой, отложения свиты содержат остатки белемнитов, мелеагринелл и плевромий, но неясно, в какой части свиты они собраны. Возраст свиты определен как поздний бат [3, 22].

Средняя-верхняя юра. *Талынджанская свита* ($J_{2-3}tl$) начинается разрез угленосных континентальных отложений Буреинского бассейна. В центральной части Буреинского прогиба она с размывом, но без признаков структурного несогласия залегает на разных горизонтах чаганыйской и эльгинской свит, в западной части – с размывом перекрывает палеозойские гранитоиды фундамента Буреинского массива. В большинстве изученных разрезов нижняя часть свиты (100–200 м) сложена мелко- и среднезернистыми аркозовыми песчаниками, часто с включениями углефицированных растительных остатков. Верхняя часть (до 330 м) имеет более пестрый состав. Здесь пласты алевролитов, песчаников, туффитов, аргиллитов, пепловых туфов чередуются через 4–50 м. В алевролит-туффит-аргиллитовых пачках встречаются пропластки и пласты мощностью до 5.75 м каменного угля. На правобережье р. Буреи в составе талынджанской свиты преобладают грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты, но и здесь в верхней части ее наблюдаются многочис-

ленные прослои алевролитов, пепловых туфов с пропластками каменного угля. Мощность свиты – 360–480 м. В ней выявлен богатый комплекс растительных остатков: *Raphaelia diamensis* Sew., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Nilssonia schmidtii* (Heer) Sew., *Sphenobaeria umaltensis* Krassil. и др., определяющий их келловей-оксфордский возраст [20].

При крупномасштабном картировании талынжанская свита подразделялась на две подсвиты [20], которые, в свою очередь, делились на пачки, подчеркивающие цикличное строение разреза.

МЕЗОЦИКЛИЧНОСТЬ ВЕРХНЕТРИАСОВО-ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Проблема корреляции во времени параметров геомагнитного поля, тектонических циклов, эпох сжатия и растяжения, эвстатических колебаний уровня океана, фаз вулканизма привлекает исследователей со времен Г. Штилле и особенно в последние десятилетия [28–30, 36, 37].

Восточно-Азиатская континентальная окраина в мезозое формировалась под влиянием глобальных, субглобальных (тихоокеанских) и региональных процессов, которыми и обусловлена цикличность разного ранга.

Изученные в Буреинском бассейне поздне триасово-юрская стратиграфическая последовательность, несогласия позволили создать секвенс-стратиграфическую модель (рис. 2) и сопоставить ее с соответствующими геологическими событиями разного ранга (тектоническими, эвстатическими, вулканическими, этапами смены биоты).

Рассматриваемая стратиграфическая последовательность относится к концу индосинийского и яншанскому циклам второго порядка по азиатской шкале [33] или киммерийскому по европейской [28].

Индосинийский цикл в Буреинском бассейне представлен лишь позднеиндосинийским субциклом (цикл 3-го порядка или мегасеквенс 1).

Яншанский цикл подразделяется на ранне-, средне- и позднеяншанские субциклы [33], которые следует считать циклами 3-го порядка. Граница ранне- и среднеяншанского субциклов (рис. 2) отмечена рядом геологических событий. Это первый эпизод раннеяншанской орогении, позднеарская регрессия, кратковременное потепление (умеренно субтропический климат, по данным В.А. Вахрамеева), быстро сменившееся в средней юре похолоданием. На границе средне- и позднеяншанского цикла в пределах изученной территории совпали второй эпизод раннеяншанской орогении и первый эпизод средне-

яншанской орогении [33], что выразилось длительным позднеоксфорд-киммериджским перерывом. В ранне- и среднеяншанском циклах выделяется два эпизода активизации, которые маркируются несогласиями. Первый эпизод имел место 180 млн л. назад, второй – растянут во времени от 170 до 150 млн л. [33]. Внутри среднеяншанского цикла на Российском Дальнем Востоке произошло и еще одно крупное орогеническое событие – коллизия Сибирского и Сино-Корейского кратонов, которая началась на западе в Забайкалье в конце триаса, а закончилась в Приохотье в средней юре [31]. Этим событием завершилась амальгамация террейнов, блоков в единый Азиатский кратон, и прежняя доминирующая субширотная (тетическая) ориентация структур сменилась на субмеридиональную тихоокеанскую. Поздняя юра – время активизации рифтогенных процессов Востока Азии [13, 33], сопровождавшихся вулканизмом и потеплением, о чем свидетельствует состав богатейшей позднеюрской флоры в Буреинском бассейне. В это же время активизировались также северо-восточные сдвиги-раздвиги, вдоль которых заложился Кындальский грабен.

Таким образом, учитывая время проявления глобальных, субглобальных и региональных событий на востоке Азии, в юрской последовательности выделяется два полных и два неполных мегасеквенса (циклы 3 порядка), которые подразделяются на секвенсы (циклы 4 порядка). Секвенсы тоже циклично построены и испытывают закономерную фациальную изменчивость как вдоль, так и поперек бассейна, однако однообразный литологический состав при редких находках фауны затрудняет выделение, а главное – корреляцию циклов 5-го и 6-го порядков, так что они выделены наиболее достоверно лишь в секвенсе 3.2, в котором хорошо скоррелированы отдельные горизонты благодаря обилию находок фауны.

СТРОЕНИЕ ЦИКЛОВ ЧЕТВЕРТОГО ПОРЯДКА

Поздне триасовый секвенс (С 1.1) и последующий за ним рэт-раннесинемюрский перерыв в седиментации знаменуют конец индосинийского орогенического цикла 3-го порядка. В Буреинском осадочном бассейне этот этап представлен грубо-обломочной демкуканской толщей, перекрывающей разновозрастные образования. Она интерпретируется как проксимальная (западная) прибрежно-морская часть обширного, трансгрессировавшего в это время Сихотэ-Алинского моря. Это была небольшая трансгрессия на фоне глобальной регрессии, начавшейся в начале нория и продолжавшейся до геттанга [28]. Обнажена толща слабо, поэтому строение ее не изучено.

СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ПОД-ЯРУС	возраст млн л.	СВИТЫ/ТОЛЩИ и их мощность в м	Орошения и тафротения, по [33] с дополнениями	ЦИКЛЫ			Мета-селевны МС	СЕКВЕНСЫ (циклы 4-го порядка)	Скорость седиментации м/млн л.
							1-го порядка	2-го порядка	3-го порядка			
Меловая	Верхний	Берриасский К,б		145.5	Солонийская свита, 600	Среднеячанская 1 ^я эпизод	Альпийский цикл	2-го порядка	3-го порядка	МС - 4	Нижняя часть С 4.1 - 5.3 млн л. J _{3t} - K _{1y}	160-225
				150.8	Дублианская свита, 250-600							
		Климериджский J _{3kt}		155.7		Раннеячанская 2 ^я эпизод	Ячанский	Начало позднеячанского цикла	Ячанский	Ячанский	С 3.3 - 7.4 млн л. J _{3t} ² - J _{3o}	70-630
				161.2	Тальджанская свита, 250-400							
		Оксфордский J _{3o}				Позднеклимерийское несогласие	Ячанский	Среднеячанский субцикл	Ячанский	Ячанский	С 3.2 - 3.5 млн л. J _{3t} ² - J _{3t} ¹	127-180
		Келловейский J _{2c}				Коллизия Сибирского и Сино-Корейского кратонов вдоль Монголо-Охотской сuture	Ячанский	Ячанский	Ячанский	Ячанский	С 3.1 - 5.5 млн л. J _{2a} - J _{3t} ²	127-180
		Батский J _{2bt}				Синклятинская свита, 700-1000	Ячанский	Ячанский	Ячанский	Ячанский	С 2.2 - 5 млн л. J _{2t} ¹	80-140
		Байосский J _{2b}				Среднеклимерийское несогласие	Ячанский	Ячанский	Ячанский	Ячанский	С 2.1 - 3.5 млн л. J _{2s} ²	500-630
Ааленский J _{2a}				Раннеячанская 1 ^я эпизод	Ячанский	Ячанский	Ячанский	Ячанский	С 2.1 - 3.5 млн л. J _{2s} ²	500-630		
											183.0	Дешская свита, 400-700
Тоарский J _{1t}				Позднеиндосинийское несогласие	Ячанский	Ячанский	Ячанский	Ячанский	С 1.1 - 3.4 млн л. T _{3n} ³	118		
											189.6	Таксинская толща, 600-1000
Плинсбахский J _{1p}				Раннеклимерийское несогласие	Ячанский	Ячанский	Ячанский	Ячанский	С 1.1 - 3.4 млн л. T _{3n} ³	118		
											196.5	Хавадинская толща, 1250
Синемюрский J _{1s}				Позднеиндосинийское несогласие	Ячанский	Ячанский	Ячанский	Ячанский	С 1.1 - 3.4 млн л. T _{3n} ³	118		
											199.6	Демуканская толща, 400
Геттангский J _{1g}				Раннеклимерийское несогласие	Ячанский	Ячанский	Ячанский	Ячанский	С 1.1 - 3.4 млн л. T _{3n} ³	118		
											203.6	
Рэтский T _{1r}				Раннеклимерийское несогласие	Ячанский	Ячанский	Ячанский	Ячанский	С 1.1 - 3.4 млн л. T _{3n} ³	118		
											207.0	
Норийский T _{1n} ³				Раннеклимерийское несогласие	Ячанский	Ячанский	Ячанский	Ячанский	С 1.1 - 3.4 млн л. T _{3n} ³	118		
											207.0	

Рис. 2. Секвенстратиграфическая и циклическая модель юры Буриинского бассейна.

Мегасеквенс-2 состоит из двух секвенсов. Первый **секвенс С 2.1** сформировался во время глобальной трансгрессии и сложен двумя толщами: хавагдинской и таксинской. В основании секвенса фиксируется несогласие и длительный перерыв в седиментации (рис. 2), в течение которого прилегающая с запада суша была значительно снивелирована. Об этом свидетельствует преобладание в составе хавагдинской толщи однородных алевролитов и аркозовый состав песчаников, слагающих редкие слои в алевролитах (рис. 3, 4, разрез 1). В разрезе толщи отмечены слои туфов кислого и среднего состава мощностью до 50 м. Видимо, в это время активизировались тектонические процессы в близлежащих областях, произошло обновление рельефа, что сразу же отразилось на составе вышележащей толщи.

В таксинской толще в южной части Буреинского прогиба появляются мощные слои аркозовых песчаников (возможно, песчаные бары), а севернее – песчаники преобладают, причем граувакковые, что свидетельствует об активизации восточных и северных источников сноса. Скорее всего, размывались аккреционные комплексы. Присутствие мощной пачки грубообломочных пород, характерное чередование песчаников и алевролитов (рис. 4, разрез 3), ураганная скорость седиментации (500–630 м/млн л.) позволяют предполагать формирование крупной дельты.

В хавагдинской толще четко выраженной цикличности не наблюдается. Она представляет единый симметричный цикл с песчаниками в середине. В таксинской толще можно выделить четыре цикла 5-го порядка мощностью от 35 до 420 м.

Секвенс 2.2 представлен дешской свитой, слагающей ярко выраженный трансгрессивный цикл, начинающийся в разрезе по р. Солони грубообломочной базальной пачкой, сменяющейся пачкой алевролитов с пластами песчаников (290 м) и заканчивающейся мощной пачкой (до 360 м) темно-серых алевролитов (рис. 5). Представляется, что верхняя часть (слой песчаников) здесь размыта, поскольку в других разрезах (по рр. Бурей, Биракан, вдоль дороги Умалта–Чегдомын) в виде пачки песчаников мощностью от 10 до 150 м она присутствует. Наиболее глубокая часть бассейна располагалась, видимо, в районе р. Солони, где преобладают алевролиты и можно выделить лишь один направленно изменяющийся цикл (конгломераты–песчаники–алевролиты). К северу (бассейн р. Б. Эльга) и югу разрез становился более песчаным, и в нем можно выделить 4 цикла 5-го порядка мощностью 60–225 м. Внутри 3-го и 4-го циклов в разрезе 4 возможно выделение и более мелких циклов 6-го порядка мощностью 25–60 м. Общая

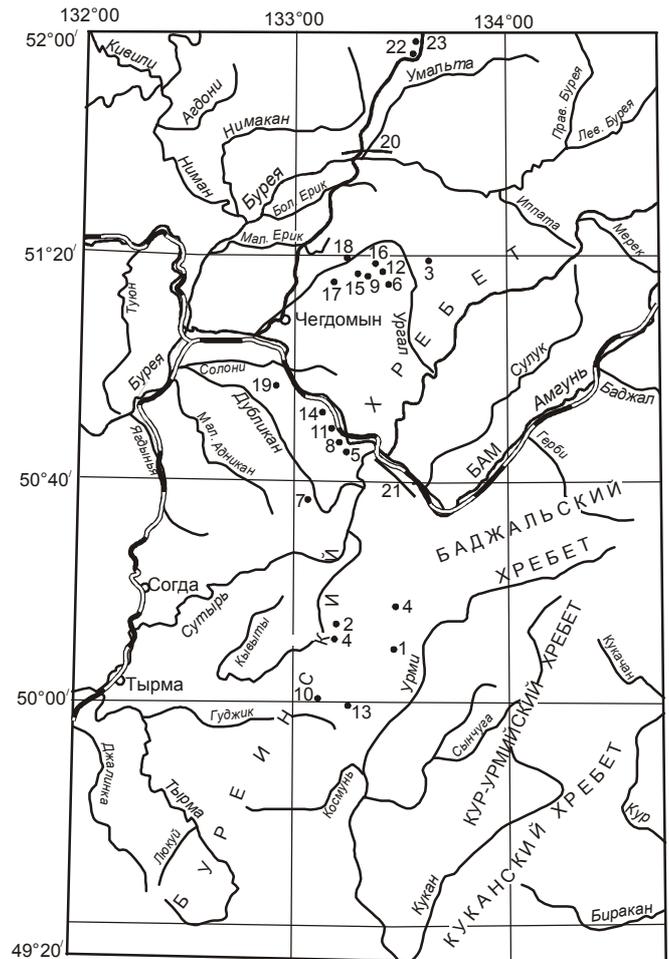


Рис. 3. Схема расположения разрезов.

мощность секвенса к северу уменьшается, скорость седиментации варьирует от 80 до 140 м/млн л. Позднеплинбахская трансгрессия регионального значения развивалась на фоне начавшейся глобальной регрессии [28]. Но ее влияние прослеживается вдоль узкого Монголо-Охотского залива вплоть до Забайкалья. Судя по присутствию в разрезах аркозовых песчаников, преобладал западный источник сноса.

Секвенс 3.1, сложенный синкальтинской и эпиканской свитами, – результат мощной глобальной ааленской трансгрессии, получившей широкое распространение в регионе. Пик этой трансгрессии приходится на байос. Его формированию предшествовала позднеоарская регрессия и предааленский размыв. Синкальтинская свита залегает на различных горизонтах нижней юры и породах фундамента [3]. В основании секвенса на юге (бассейн р. Дубликан) наблюдаются конгломераты. Депоцентр седиментации, видимо, сохранился в районе р. Солони, где наблюдаются наиболее тонкие (алевролиты) и мощные (в синкальтинское время) образования (рис 6, разрез 8).



Рис. 4. Литолого-стратиграфическая характеристика и цикличность 5-го порядка в нижнеюрском секвенсе С. 2.1.

1 – конгломераты; 2 – конгломераты: с песком (а), с песком и гравием (б); 3 – гравелиты (а), гравелиты с песком (б); 4 – конгломерато-брекчии; 5 – песчаники (а), песчаники алевритистые (б); 6 – алевролиты (а), алевролиты песчанистые (б); 7 – аргиллиты; 8 – переслаивание песчаников и алевролитов; 9 – известняки; 10 – песчаники известковистые; 11 – туфоаргиллиты; 12 – туфоалевролиты; 13 – туфопесчаники; 14 – туффиты алевритовые; 15 – туффиты пепловые; 16 – туфы кислого состава; 17 – туфы андезитов; 18 – углепроявления: а – линзы углей, б – пласты и прослои углей; 19 – углистые аргиллиты; границы слоев: 20 – согласные, 21 – несогласные, 22 – морская фауна без подразделения; 23 – двустворки; 24 – остатки белемнитов; 25 – растительные остатки (а), растительный детрит (б); 26 – отпечатки флоры.

Текстуры: слоистость: 27 – горизонтальная, 28 – косая, 29 – линзовидная; 30 – текстуры: скорлуповатая (а), шаровая (б); 31 – текстуры взмучивания; 32 – следы ползающих организмов; 33 – немасштабные прослои и линзы других пород; 34 – обломки пород; 35 – конкреции: Са – карбонатные, Fe – марказитовые; 36 – песчаники: А – аркозовые, Г – граувакковые; 37 – известковистые породы; 38 – трещиноватость пород; 39 – граниты.

Цифры в кружках – циклы 5-го порядка.

К северу и югу разрез опесчанивается. Цикличное строение этого трансгрессивного цикла 4-го порядка весьма нечеткое. Синкальтинскую свиту по смене петрографического и гранулометрического состава весьма условно можно разделить на две части. Учитывая палеонтологические данные (пунктирная линия на рис. 6), граница аалена и байоса проходит в основании слоя 9 по р. Солони и слоя 17 по р. Бурее. Характер цикличности в разрезе р. Солони не очень ясен, в разрезе по р. Бурее по фауне и литологическим признакам это явно трансгрессивно-регрессивный цикл с присутствием “вреза” речных отложений (слои 14-16 на разрезе 20, рис. 6). Размытом и обусловлено, видимо, сильное сокращение

мощности ааленских отложений по р. Бурее. Выше лежащая эпиканская свита усложняется нечетко выраженными циклами 5-го и 6-го порядков. В юго-восточной части бассейна направленно изменяющееся строение эпиканской свиты проявляется в основном в смене аркозовых песчаников граувакковыми на границе подсвит (рис. 7, разрез 10). В центре бассейна выделяются два цикла 5-го порядка. На севере бассейна разрез (12) по р. Б. Эльга наиболее мощный и сложно построенный. В нем четко выделяется два мощных цикла 5-го порядка: нижний цикл в нижней части, а верхний цикл в верхней части усложнены циклами 6-го порядка (рис. 7, разрез 12). Отсутствие морской фауны в верхней подсвите,

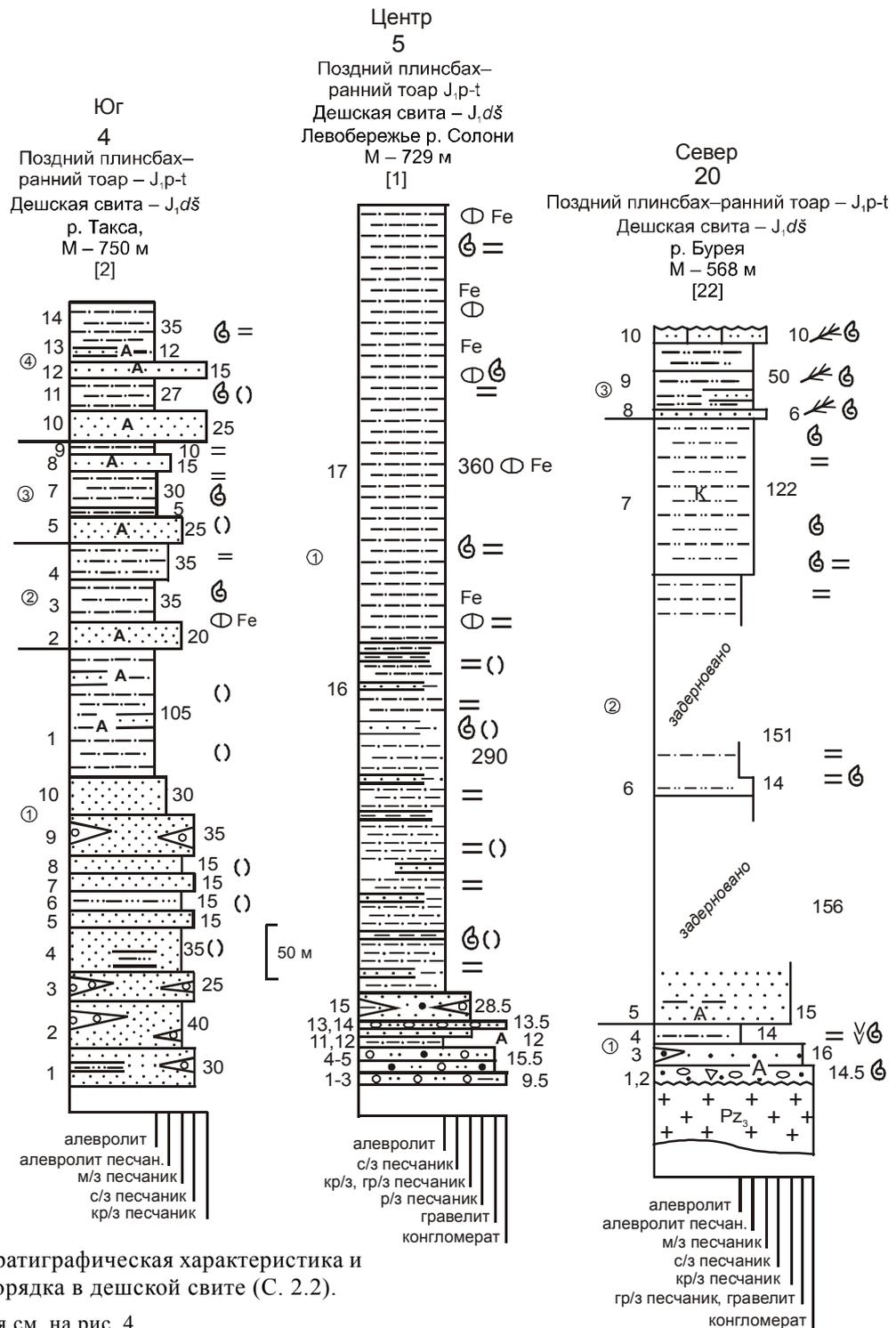


Рис. 5. Литолого-стратиграфическая характеристика и цикличность 5-го порядка в дешеской свите (С. 2.2).

Условные обозначения см. на рис. 4

ее строение, ухудшение сортировки кластического материала, резкое увеличение мощности позволяет предполагать дельтовую обстановку формирования этой подсвиты.

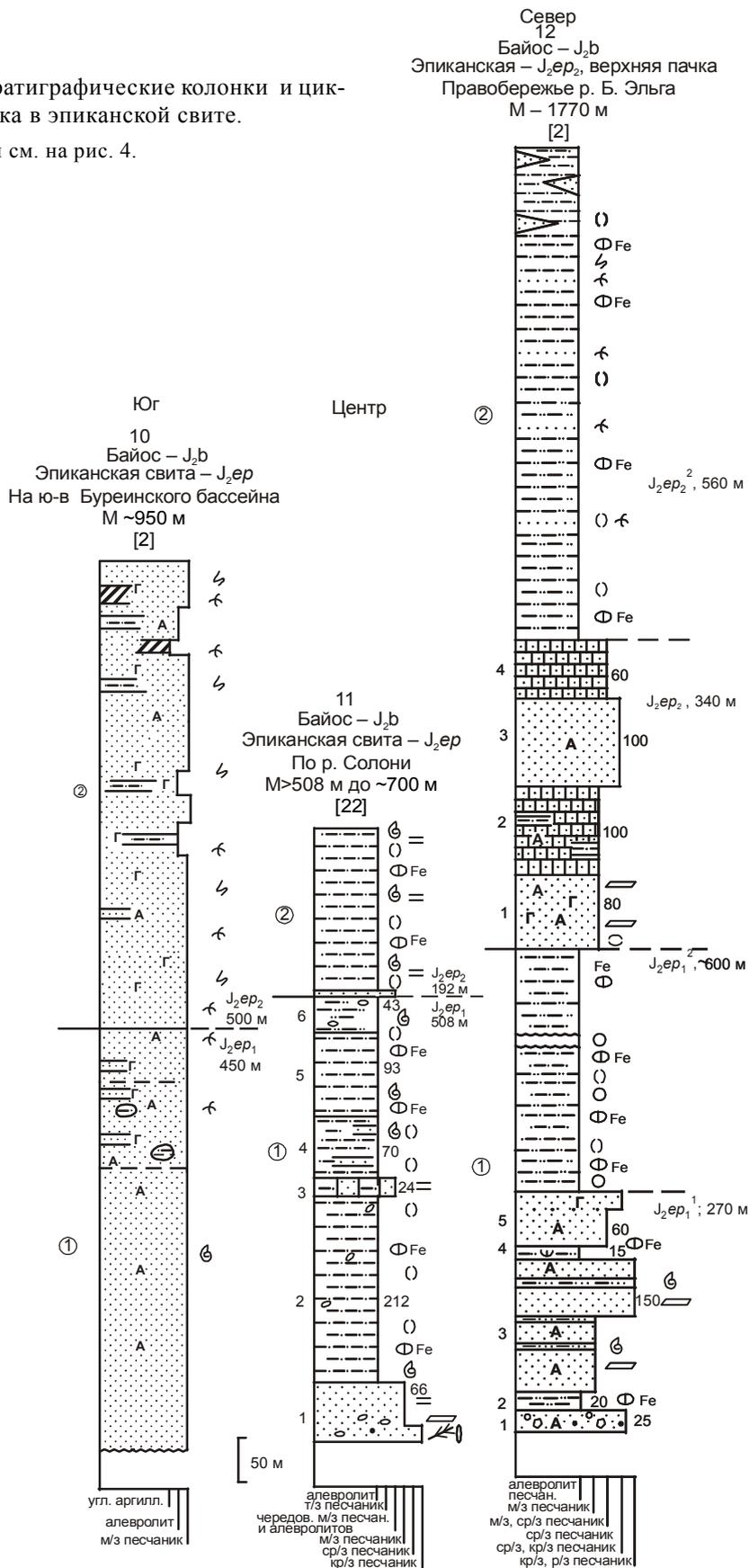
Секвенс 3.2, представлен эльгинской свитой, которая довольно хорошо скоррелирована по площади бассейна, поскольку содержит много фауны [3,

22]. В связи с этим выделение циклов более высоких порядков в нем наиболее обосновано (рис. 8).

В целом эльгинская свита представляет собой крупный регрессивный цикл 4-го порядка (секвенс 3.2), знаменующий постепенную смену позднебайосской морской глобальной трансгрессии батской регрессией. Этот цикл состоит из двух трансгрессивно-

Рис. 7. Литолого-стратиграфические колонки и цикличность 5-го порядка в эпиканской свите.

Условные обозначения см. на рис. 4.



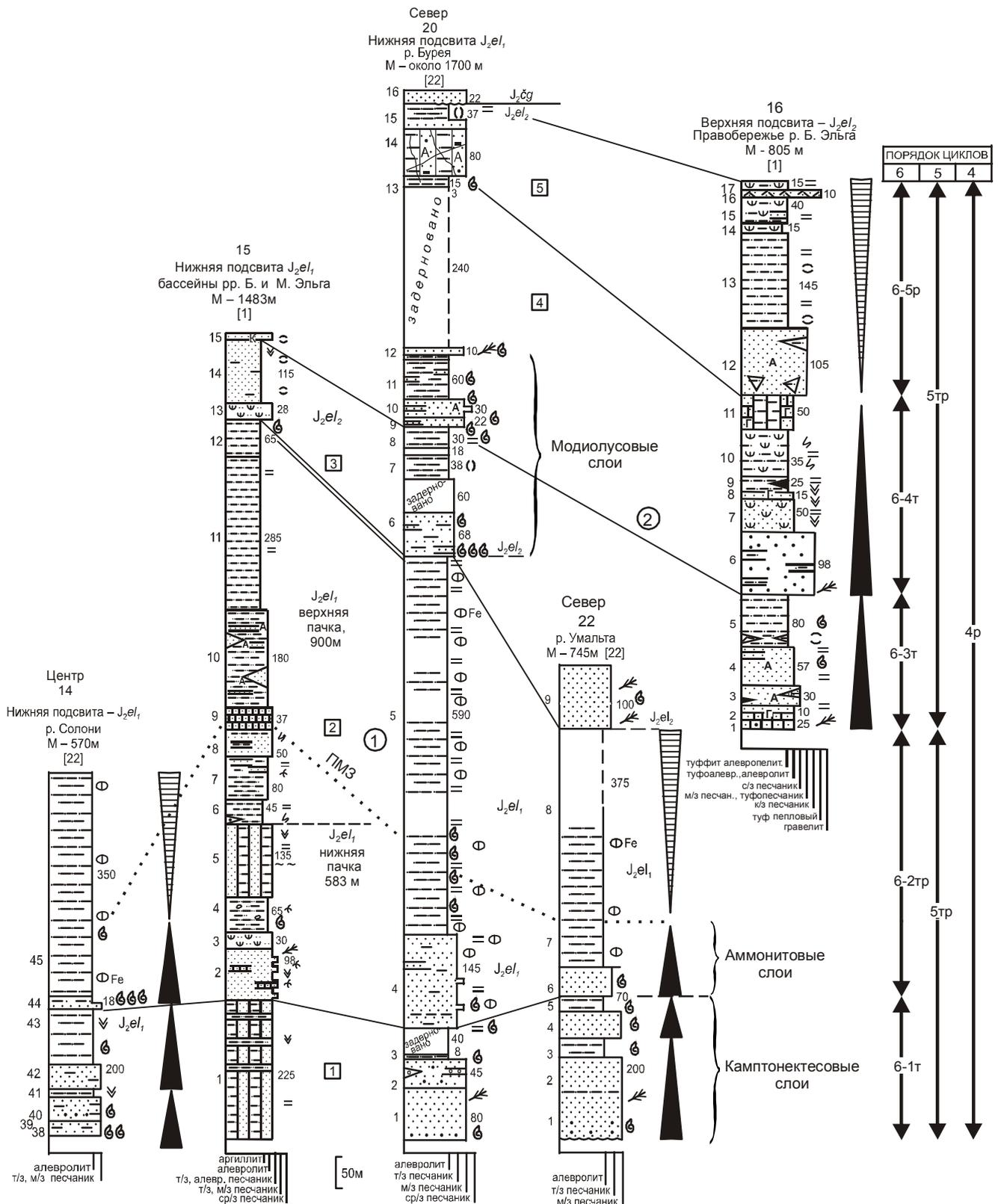


Рис. 8. Циклическое строение эльгинской свиты (J_2el), поздний байос–бат.

Обозначения циклов: т – трансгрессивные, р – регрессивные, тр – трансгрессивно-регрессивные. ПМЗ – точечная предполагаемая поверхность максимального затопления. Цифры в кружках – циклы 5-го порядка, в квадратах – 6-го порядка. Условные обозначения см. на рис. 4.

регрессивных циклов 5-го порядка (рис. 8). По литологическому признаку эльгинская свита была подразделена на две подсвиты. Такое подразделение подтверждается и резкой сменой состава фауны, особенно двустворчатых моллюсков [3]. Довольно разнообразная фауна аммонитов, иноцерамов на границе подсвит сменилась группой специфических двустворок, среди которых преобладали модиолусы, что позволило И.И. Сей и Е.Д. Калачевой выделить в разрезах по рр. Бурее и Умальте модиолусовые слои [22].

Трансгрессивная ветвь нижнего цикла 5-го порядка подразделяется на два цикла 6-го порядка. Нижний цикл 6-1, выделявшийся ранее [22] как “базальные слои”, в разрезах по рр. Умальте и Бурее сложен преимущественно песчаниками, сменяющимися в верхней части темно-серыми тонкоплитчатыми алевролитами. Южнее, в бассейнах рр. Малой и Большой Эльги, Солони “базальные слои” сложены разномасштабным переслаиванием (0.1–10 м) песчаников и алевролитов. Одновозрастность “базальных слоев” подтверждается общностью характерного фаунистического комплекса, выделенного под названием “камптонектесовые слои” [22]. Мощность нижнего цикла 6-1 составляет около 200 м.

Цикл 6-2 – трансгрессивно-регрессивный. Трансгрессивная часть в низах представлена преимущественно песчаниками мощностью от 18 м (р. Солони) до 145 м (р. Бурее), выделявшимися ранее под названием “аммонитовые слои” [22]. Выше следует мощная (~ 700 м) пачка темно-серых до черных алевролитов с мелкими конкрециями марказита. Характерно, что фаунистические остатки встречены лишь в нижней части пачки (рис. 8). В нижней же части пачки в бассейне рр. Большая и Малая Эльга отмечен слой (37 м) алевритистых известковистых песчаников. По-видимому, этому уровню разреза соответствует пик трансгрессии, поскольку вышележащие алевролиты накопились, видимо, в восстановительной лагунной обстановке. К тому же в бассейнах рр. Бол. и Мал. Эльга появляются прослой аркозовых и кварцевых песчаников, растительный детрит, свидетельствующие об активизации западных источников сноса и начале крупной регрессии, соответствующей наиболее глубокой батской глобальной регрессии [28, 30].

В верхнем цикле 5-го порядка представляется возможным выделить 3 цикла 6-го порядка. Два нижних цикла формировались в условиях кратковременных трансгрессий очень мелкого моря, о чем свидетельствует преобладание двустворок, преимущественно модиолусов (модиолусовые слои) [22]. Эти циклы построены однотипно. В основании их залегают темно-серые мелко-тонкозернистые полимикто-

вые граувакковые песчаники, переслаивающиеся со светло-серыми аркозовыми песчаниками, что отражает, видимо, цикличность еще более высокого порядка. Выше следуют темно-серые алевролиты. В бассейне р. Большая Эльга [1] отмечены прибрежно-морские фации с обильным растительным детритом и линзами угля, ходами илоедов, а также многочисленные слои туфов и туффитов кислого состава. Мощность нижних двух циклов 6-го порядка колеблется от 115 до 260 м.

Последний, шестой цикл 6-го порядка мощностью 120–330 м представлен аллювиально-дельтовыми отложениями. Нижняя часть его сложена светло-серыми аркозовыми песчаниками с галькой черных алевролитов и угля. Верхняя часть представлена ритмичным переслаиванием мелко-тонкозернистых серых и светло-серых песчаников и темно-серых плитчатых, иногда скорлуповатых алевролитов. В разрезе по р. Бол. Эльга в верхней части цикла отмечаются туфы и туффиты (рис. 8).

В целом для секвенса характерна ураганная скорость седиментации, вызванная коллизией и обновлением рельефа вдоль Монголо-Охотской сутуры, а также воздыманием и денудацией аккретированных раннемезозойских пластин на востоке.

Секвенс 3.3 представлен двумя свитами: чаганыйской и талынджанской и знаменует смену морской седиментации континентальной. Это яркое отражение позднебатской глобальной регрессии [29]. Чаганыйская свита в большинстве разрезов представляет собой направленно изменяющуюся последовательность от граувакковых песчаников с пачками их тонкого переслаивания с алевролитами к алевролитам с редкими прослоями песчаников, аргиллитов, седиментационных брекчий. В разрезе скважин преобладают алевролиты (рис. 9). Внешний облик пород и их петрографическая характеристика близки такому подстилающим отложениям, что указывает на сохранение прежних областей сноса. Скорость седиментации – 450 м/млн л. В верхней части разреза породы сильно ожелезнены, содержат обильный растительный детрит. Далее следует однородная пачка мощностью 120 м светло-серых мелкозернистых песчаников с обугленными растительными остатками, галькой темно-серых алевролитов и тонкими слойками угля (рис. 9). Эта пачка начинает разрез континентальной угленосной талынджанской свиты с углями и вулканитами, которая характеризует завершение регрессивного цикла 4-го порядка.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Предпринятый анализ многопорядковой цикличности подтвердил, что цикличность – результат

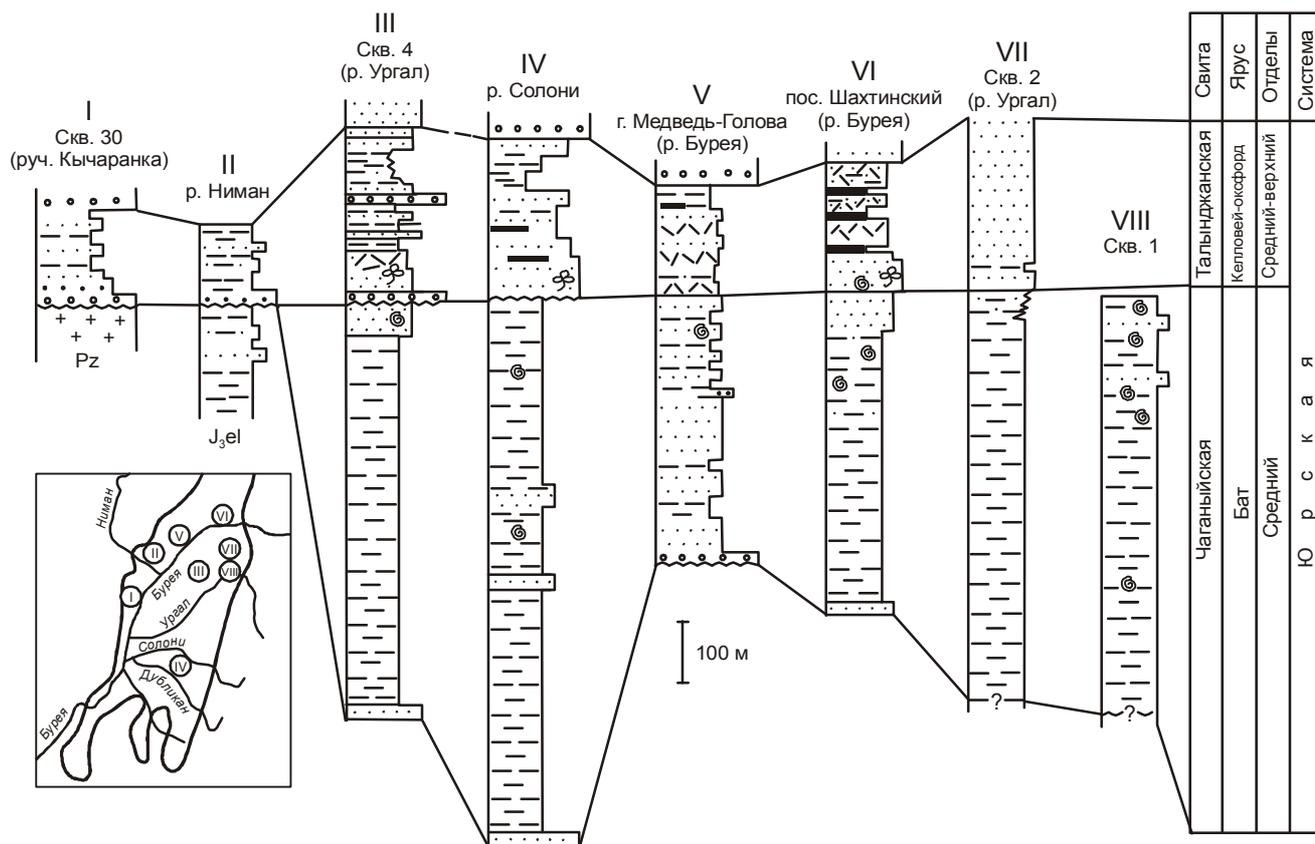


Рис. 9. Корреляция разрезов чаганыйской и талынджанской свит (по [16], с изменениями и дополнениями). Усл. обозначения см. на рис. 4. На врезке – схема расположения разрезов.

взаимодействия тектоники, эвстатики, объема поступающих осадков, обстановок седиментации и климата. И чем полнее и достовернее исходная информация, тем объективнее выводы. Появление циклов разных типов и рангов определяется суммой факторов, действующих одновременно.

Используя весь доступный арсенал факторов, влияющих на цикличность, в Буреинском осадочном бассейне для юрского этапа его развития выделено 6 рангов циклов. В выделении первых трех рангов (порядков), несомненно, доминирует тектонический фактор: цикл 1-го порядка – альпийский, циклы 2-го порядка – индосинийский и яншанский, циклы 3-го порядка – позднеиндосинийский, раннеяншанский и среднеяншанский субциклы. На формирование циклов 4–6-го порядков наряду с тектоникой большое влияние оказывали эвстатические колебания Мирового океана, объем поступающих осадков, обстановки седиментаций и климат.

Буреинский бассейн – прекрасный объект для разработки модели секвенстратиграфии для юрского периода, поскольку в это время это была пассив-

ная окраина Буреинского палеоконтинента, на которой запечатлевались все трансгрессии и регрессии как глобального, так и регионального масштаба. Благоприятными факторами являются неплохая геологическая (средне- и крупномасштабные съемки) и палеонтологическая изученность [3, 22]. Все это позволило с той или иной долей успеха понять циклическую структуру юрского разреза. Известно, что изучение цикличности имеет не только научное значение, поскольку на основе крупных циклов осуществляется корреляция тектонических фаз, эпох магматизма, проводится тектоническое районирование. Многие полезные ископаемые занимают строго определенное место в системе цикличности, формируясь в определенной палеогеографической обстановке. Поэтому при изучении цикличности юрского разреза большое внимание уделялось выделению трансгрессивных частей, когда формируются нефтематеринские толщи. В частности предполагается, что алевропелитовые пачки чаганыйской, эльгинской, эпиканской, синкальтинской свит, хавагдинской толщи, накопившиеся в наиболее глубоких частях бассейна,

могут быть нефтегазоматеринскими, что предстоит подтвердить более детальными химико-битуминологическими исследованиями.

Работа выполнена при поддержке грантов 12-И-П27-06, 12-05-91158-ГФЕН, 12-И-СУ-08-009. Результаты исследований являются вкладом в проект 592 программы по геонаукам ЮНЕСКО и МСГН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта РФ. 1:200 000. Изд-е второе. Серия Буреинская. Лист М-53-VIII. Чегдомын: Объясн. зап. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2003. 123 с.
2. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта РФ. 1:200 000. Изд-е второе. Серия Буреинская. Лист М-53-XIV. Сулук: Объясн. зап. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2004. 102 с.
3. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России / И.И. Сей, Т.М. Окунева, Т.Д. Зюнова, Е.Д. Калачева. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.
4. Ботвинкина Л.Н., Алексеев В.П. Цикличность осадочных толщ и методика ее изучения. Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. 336 с.
5. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 107–121.
6. Геология Буреинского бассейна / Н.П. Херасков, Т.Н. Давыдова, Г.Ф. Крашенинников, Д.Д. Пенинский. М.-Л.: ГОНТИ, 1939, 173 с.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53. Хабаровск / А.Ф. Васькин, В.А. Дымович, А.Ф. Атрашенко и др. СПб.: Изд-во картф-ки ВСЕГЕИ, 2009.
8. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Гостоптехиздат, 1949, 287 с.
9. Забродин В.Ю. Палеогеография Буреинского краевого прогиба в юрском периоде (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 77–87.
10. Кириллова Г.Л. Принципы секвенсстратиграфии и их возможные приложения к изучению меловых осадочных систем юго-восточной России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Восточной Азии: III Косыгинские чтения. Хабаровск: ДВО РАН, 2001. С. 62–72.
11. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.
12. Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В., Варнавский В.Г. Буреинский бассейн // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 515–522.
13. Кириллова Г.Л. Этапы позднемезозойского и кайнозойского рифтогенеза на юго-востоке России и в сопредельных регионах в связи с проблемой нефтегазоносности // Докл. РАН. 2008. Т. 419, № 1. С. 104–107.
14. Кириллова Г.Л., Варнавский В.Г., Натальин Б.А. и др. Среднеамурский осадочный бассейн: геологическое строение, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: ДВО РАН, 2009. 424 с. (Серия “Осадочные бассейны Востока России” Т. 3 / Гл. ред. А.И. Ханчук).
15. Крапивенцева В.В. Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука, 1970. 148 с.
16. Марков В.А., Трофимук А.А., Щербаков В.С. О взаимоотношении между морскими и угленосными отложениями в Буреинском прогибе. Докл.АН СССР. Сер.геол. 1970. Т. 191, № 3. С. 647–649.
17. Обстановки осадконакопления и фации / Под. ред. Х. Рейдинга. В 2-х т. М.: Мир, 1990. 380 с. (перевод с англ.).
18. Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности. М.: Недра, 1987. 263 с.
19. Рейнлиб Э.Л. Тектоника Буреинского прогиба // Тихоокеан. геология. 1987. № 6. С. 78–84.
20. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, г. Хабаровск, 1990. Хабаровск, 1994. 128 с. + 38 схем.
21. Роганов Г.В., Кириллова Г.Л., Кирьянова В.В., Литвиненко Н.Д. Состав и биота переходных юрско-меловых отложений в эпиконтинентальных бассейнах Приамурья // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 4. С. 3–23.
22. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений мела Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 186 с.
23. Сейсмическая стратиграфия – использование при поисках и разведке нефти и газа / Ч. Пейтон (ред.), Р.Е. Шериф, А.П. Грегори, П.Р. Вейл, Р.М. Митчем и др. В 2-х ч. М.: Мир, 1982. 839 с.
24. Селли Р.И. Древние обстановки осадконакопления. М.: Недра, 1989. 296 с.
25. Угольная база России. Т. V. Кн. 1. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока (Хабаровский край, Амурская область, Приморский край, Еврейская АО). М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1997. 371 с.
26. Шарудо И.И., Москвин В.И., Дзенс-Литовская О.А. Литология и палеогеография Буреинского прогиба в позднем мезозое. Новосибирск: Наука, 1973. 68 с.
27. Щербаков В.С. Геологическое строение и перспективы Верхнебуреинской впадины: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1967. 28 с.
28. Graciansky P.Ch. et al. (eds.). Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins // Spec. Publ. N 60. Tulsa, Oklahoma, USA. 1998.
29. Gradstein F.M., Sandvik K.O., Milton N.J. Sequence stratigraphy – Concepts and applications: Proc. Norwegian Petrol. Soc. Conf., Stavanger, Norway, 6-8 Sept., 1995 // NPF, Spec. Publ., 8. Elsevier, 1998. 450 p.
30. Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles / C.K. Wilgus, H. Posamentier, C.K. Ross, C.G. Kendall (eds.) // Sea level changes: an integrated approach. SEMP Spec. Publ. 1987, V. 42. P. 71–108.
31. Kirillova G.L. Late Mesozoic-Cenozoic sedimentary basins of active continental margin of southeastern Russia: paleo-

- geography, tectonics, and coal-oil-gas presence // *Marine and Petrol. Geology*. 2003. V. 20, N 3-4. P. 385-397.
32. Kirillova G.L., Roganov G.V., Kiriyanova V.V. Sedimentological features and biostratigraphy of Jurassic/Cretaceous deposits in continental basins in Priamurye, Far East Russia // *Global Geol.* 2010. V. 13, N 1. P. 1-19.
 33. Ren Jishun et al. The tectonics of China from a global view – a guide to the tectonic map of China and adjacent regions. Beijing: Geol. Publ. House, 1999. 32 p.
 34. Sha J.G., Wang J.P., Kirillova G.L. et al. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Sanjiang-Middle Amur Basin: Non-marine and marine correlation // *Sci China Ser. D: Earth Sci.* 2009. V. 52, N 10. P. 1-17.
 35. Sloss L.L. Sequences in the cratonic interior of North America // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1963. V. 74. P. 93-114.
 36. Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. P. 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure / *Atlas of Seismic Stratigraphy* (ed. A.W. Bally) // AAPG in Geology. 1987. V. 1, N 27. P. 1-10.
 37. Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies // *Spec. Publ. Tulsa*, 1991. 55 p.
 38. Wang X. Some fundamental problems in outcrop sequence stratigraphy // *Sci China. Ser. D.* 1999. V. 42, N 6. P. 636-645.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

G.L. Kirillova, V.V. Krapiventseva

Mesocyclicality of Upper Triassic-Jurassic deposits of the Bureya Basin: tectonics, eustasy, and sequence stratigraphy (Far East)

Mesocyclicality of Upper Triassic-Jurassic deposits of the Bureya Basin located at that time at the paleocontinent margin, was examined. The sections of this basin distinctly reflect the chronology of eustatic fluctuations of sea-level enabling for the first time construction of a sequence stratigraphic model for this basin. Six-order cycles were recognized in the Bureya Basin for the Jurassic stage of its evolution from the factors affecting the cyclicity. The tectonic factor is predominant while distinguishing the first three ranks (orders): the Alpid first-order cycle, Indosinian and Yanshanian second-order cycles, Late Indosinian, Early Yanshanian and Middle Yanshanian subcycles of the third-order cycle. The formation of the fourth- to sixth-order cycles was effected alongside the tectonic processes by eustatic fluctuations of the sea-level, sediment supply, sedimentary environments, and climatic changes. As the source rocks generate during maximal transgressions, aleuropelitic strata of the Chagany, Elgi, Epikan, and Sinkalnin suites and Khavagdin series accumulated in the deepest parts of the basin and those constituting the fifth-order cycles are believed to be the most prospective objects.

***Key words:* mesocyclicality, tectonics, eustasy, lithology, sequence stratigraphy, Jurassic, Bureya Basin, Far East.**