

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ БУРЕЙНСКОГО КРАЕВОГО ПРОГИБА В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ
(ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

В. Ю. Забродин

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск

Поступила в редакцию 30 июня 2006 г.

На основе стандартной методики палеогеографического анализа составлены мелкомасштабные палеогеографические схемы Верхнебуреинской и Гуджикской впадин Буреинского краевого прогиба для плинсбаха, байоса–бата, келловея и титона. Описаны особенности обстановок морской седиментации в течение позднего триаса и большей части юрского периода.

Ключевые слова: палеогеография, поздний триас, юра, литология, стратиграфия, Буреинский крайовой прогиб, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

По структурному положению, формационному выполнению и типам дислокаций Буреинский прогиб является типичным представителем краевых прогибов в понимании Н.С. Шатского, А.А. Богданова, Ю.М. Пушаровского, Л.П. Зоненшайна и др. исследователей [17]. Он располагается на коре континентального типа (на окраине Буреинского микроконтинента) и выполнен молассовыми формациями – нижней (морской) поздне триасового–поздне юрского возраста и верхней, угленосной (прибрежно-морской и континентальной) поздней юры–раннего мела; в последней выделяются паралические и лимнические субформации.

Буреинский крайовой прогиб объединяет частные прогибы, или впадины (рис. 1): Верхнебуреинскую (вмещает Буреинский каменноугольный бассейн) с наложенной на нее Кындальской; Гуджикскую, являющуюся юго-восточным продолжением Верхнебуреинской; Бирскую – отдельные небольшие выходы юрских угленосных отложений к югу от Гуджикской впадины. К западу от северного окончания Верхнебуреинской впадины вдоль зоны Южно-Тукурингского глубинного разлома известны юрские отложения, выполняющие небольшой Моринский прогиб, большей частью перекрытый меловыми формациями – угленосной молассой Огоджинской впадины и вулканитами Огоджинского вулканоплутонического ареала. Скорее всего, этот прогиб также является частью Буреинского краевого прогиба [11]. В целом Буреинский крайовой прогиб представляет со-

бой юго-западную окраину обширного морского бассейна, занимавшего значительные площади Приамурья [14].

Ниже рассматривается палеогеография основной части Буреинского краевого прогиба – Верхнебуреинской и Гуджикской впадин, т.к. только здесь имеются перспективы выявления месторождений углеводородного сырья.

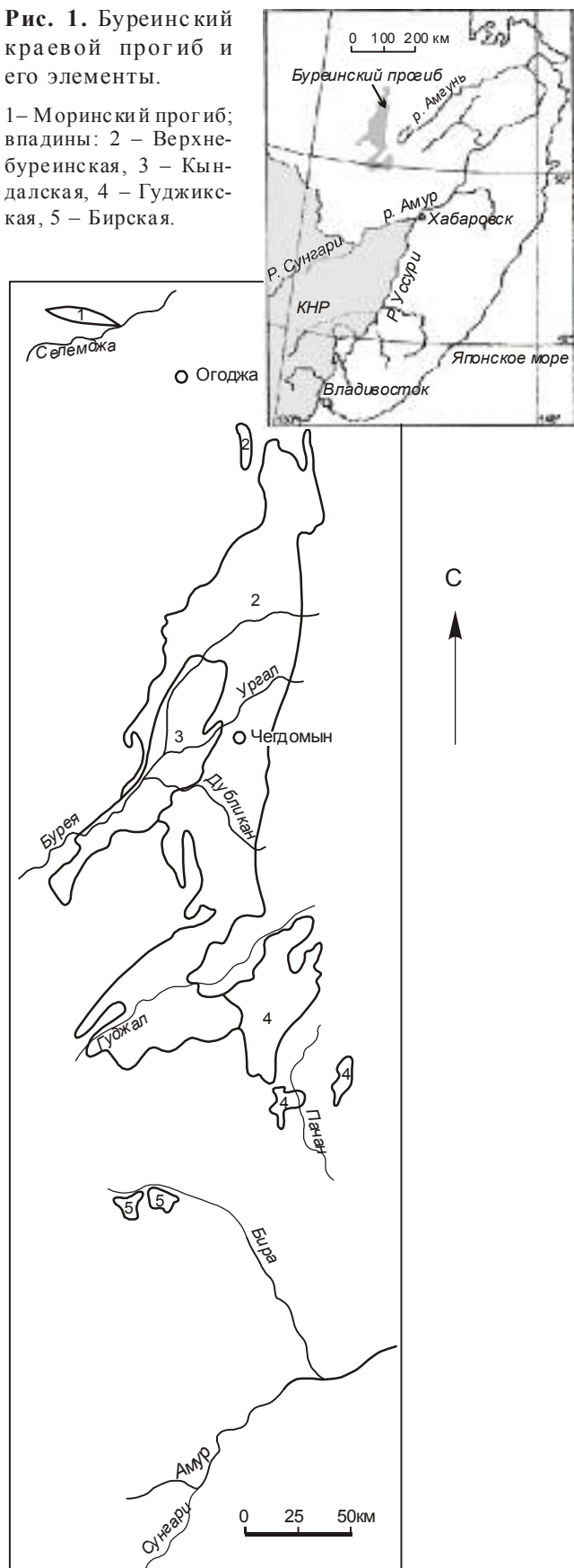
Детальный палеогеографический анализ ранее проводился практически только для области распространения угленосных отложений (верхняя юра – нижний мел) центральной и южной частей Верхнебуреинской впадины. Основные результаты заключены в основополагающей работе Т.Н. Давыдовой и Ц.Л. Гольдштейн [6]. Более поздние работы, среди которых наиболее полные результаты принадлежат И.И. Шарудо с соавторами [19], В.Г. Варнавскому и В.В. Крапивенцевой [5], также затрагивали только угленосные отложения. Интересные результаты Ю.Г. Морозова, обобщившего материалы крупномасштабных геолого-съёмочных работ, в значительной мере использованы в [1, 2].

СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфия морских отложений Буреинского краевого прогиба в последние десятилетия XX была существенно уточнена ([4, 7–9, 13, 16, 18, 19, 21]; материалы геолого-съёмочных работ, проведенных под руководством Ю.Г. Морозова, В.И. Корниенко, Ю.П. Змиевского, А.И. Буханченко и др., биостратиграфических работ И.И. Сей и Е.Д. Калачевой [15],

Рис. 1. Буреинский краевой прогиб и его элементы.

1 – Моринский прогиб; впадины: 2 – Верхнебуреинская, 3 – Кындальская, 4 – Гуджикская, 5 – Бирская.



Е.А. Брудницкой и др.). Наиболее поздние сведения, полученные в 80-х гг. прошлого столетия, содержатся в работах [1–3, 11] и в Легенде Дальневосточной серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Все стратоны охарактеризованы органическими остатками (в основном морской фауны), уточненная номенклатура и возраст которых приведены в работе [3]. Верхнетриасовые и юрские отложения прогиба сейчас расчленяются следующим образом.

Триасовая система, нижний норий. Демкуканская толща. Конгломераты от мелкогалечных до валунных, конглобрекнии, песчаники от мелкозернистых до гравелистых аркозовые и граувакковые, местами с древесной подстилающих гранитоидов; гравелиты, алевролиты. Характерные черты толщи – резкие колебания состава в разных выходах как по разрезу, так и по простиранию. Мощность – 350–700 м. Заметное преобладание гранитоидов, распространенных в пределах Буреинского массива, в обломочном материале псефитовых пород отличает демкуканскую толщу от одновозрастных образований соседних складчатых областей.

Эти отложения являются связующим звеном между Урмийским и Буреинским краевыми прогибами. Они сохранились в небольших тектонических блоках только у юго-восточной окраины Буреинского краевого прогиба, на северо-западной оконечности Урмийского прогиба и в пределах Сынчугинского выступа фундамента Буреинского массива [1, 2].

Юрская система. Верхний синемюр. Синемюрские отложения расчленены на 2 согласно залегающие толщи. **Хавагдинская толща** известна только в восточной части Гуджикской впадины и (совместно с демкуканской толщей) на Сынчугинском выступе фундамента Буреинского массива. Непосредственные соотношения ее с подстилающими образованиями нигде не наблюдались. Сложена она [2] резко преобладающими алевролитами, мелко-среднезернистыми аркозовыми песчаниками с единичными пластами литокластических туфов андезитов и кристалловитрокластических туфов кислого состава и линзами известняков. Мощность толщи составляет 1250 м.

Таксинская толща распространена в восточной части Гуджикской впадины. Доминируют в составе толщи разнозернистые граувакковые песчаники, но встречаются и аркозовые разности. Алевролиты слагают сравнительно мощные пласты и линзы. Линзы гравелитов и конгломератов приурочены к нижней части разреза. Мощность отложений меняется от 675 до 1020 м [1, 2]

Вышележащие отложения известны в пределах большей части рассматриваемой области Буреинского краевого прогиба.

Девская свита (плинсбах–нижний тоар). На восточном крыле Гуджикской впадины свита согласно наращивает разрез таксинской толщи, на западном – трансгрессивно налегает на породы фундамента Буреинского массива [2]. В восточной части Верхнебуреинской впадины иногда наблюдается трансгрессивное залегание свиты на фундаменте массива в пределах Чегдомынского выступа, чаще же контакты ее с подстилающими образованиями дизъюнктивные. В составе свиты в нижней части преобладают разномерные аркозовые и граувакковые песчаники с пластами и линзами конгломератов, брекчий и гравелитов; песчаники местами содержат примесь пирокластиков. В верхней части разреза свиты преобладают алевролиты, нередко песчаные, реже встречаются разномерные аркозовые и граувакковые песчаники; отмечаются линзы конгломератов и гравелитов, прослойки туфоалевролитов и аргиллитов. В бассейне р. Такса алевролиты нередко содержат углефицированный растительный детрит. На севере Верхнебуреинской впадины в верхней части разреза фиксируется пачка однообразных алевритовых песчаников, в которых встречаются обломки обуглившейся древесины, редкие отпечатки веток и стволов растений, марказитовые конкреции [11]. Мощность свиты составляет 570–800 м. Считается [3, 13], что нижнеплинсбахские отложения в Буреинском прогибе отсутствуют, однако следует заметить, что эти представления основываются только на отсутствии находок органических остатков соответствующего возраста. Видимая непрерывность разреза и согласное залегание отложений позволяют предполагать присутствие нижнего плинсбаха хотя бы в некоторых частях Буреинского прогиба.

Синкальтинская свита (аален–нижний байос). В основании свиты иногда фиксируется местный размыв. На западном крыле северного замыкания Верхнебуреинской впадины свита трансгрессивно залегает на гранитоидных интрузивах Буреинского массива. Нижняя подсвита: алевролиты, нередко песчаные, известковистые, горизонтально- и линзовиднослоистые, песчаники разномерные граувакковые и аркозовые, конгломераты, гравелиты, брекчий, единичные линзы известняков. Мощность – 80–645 м. Верхняя подсвита: песчаники разномерные аркозовые и граувакковые, с пластами и линзами алевролитов, лав и пепловых туфов кислого состава. Мощность – 400–1100 м. В песчаниках и алевролитах часто встречается углефицированный и лимонизированный растительный детрит. Состав свиты,

как и всех вышележащих стратон, испытывает резкие фациальные колебания. Все стратон литологически неоднородны и выделяются, в основном, по биостратиграфическим критериям.

Эпиканская свита (нижний байос) согласно наращивает синкальтинскую. Нижняя подсвита: алевролиты, нередко песчаные, слоистые, с прослоями мелкозернистых аркозовых и граувакковых песчаников, туфоалевролитов и аргиллитов, песчаники аркозовые и граувакковые с пластами песчаников с текстурами взмучивания осадка, риолиты и их лавобрекчий. Мощность подсвиты – 450–900 м. Верхняя подсвита: валунные конгломераты, песчаники граувакковые мелкозернистые и алевритистые линзовиднослоистые с текстурами взмучивания и оползания осадка, с линзами алевролитов и конгломератов, песчаники разномерные аркозовые, нередко известковистые, алевролиты однородные и тонкослоистые с марказитовыми конкрециями, с линзовидными прослоями песчаников и аргиллитов. Характерной чертой пород подсвиты является очень темная, почти черная окраска, а также скорлуповатая отдельность. Мощность – 500–990 м.

Эльгинская свита (верхний байос–бат) согласно или с небольшими местными размывами перекрывает эпиканскую, на западе северного окончания Верхнебуреинской впадины трансгрессивно налегает на граниты [11]. Нижняя подсвита: песчаники граувакковые от алевритистых до среднезернистых с пачками тонкого и грубого переслаивания их с алевролитами, содержащими растительный детрит, с линзами и пластами кислых эффузивов, туфопесчаников, аргиллитов, брекчий и конгломератов; в верхней части подсвиты в породах нередко марказитовые конкреции. В алевролитах видны текстуры взмучивания осадка, в песчаниках иногда встречаются следы ползания илоедов. Местами в основании подсвиты залегают мелкогалечные конгломераты, конгломератовидные и гравелистые аркозовые песчаники. Мощность отложений – 830–1480 м. Верхняя подсвита: алевролиты, песчаники аркозовые и граувакковые, разномерные, часто известковистые и туфогенные, с пластами алевролитов, туфоалевролитов, аргиллитов, туфопесчаников, гравелитов, линзами пепловых туфов кислого состава и углей; в верхах подсвиты – пачка переслаивающихся алевролитов, туфоалевролитов, пепловых туффов и туфов кислого состава, аркозовых песчаников. Очень редко встречаются линзы кварцевых песчаников. Мощность подсвиты – 805–960 м.

Чеганьская свита (бат). Тонкое и грубое переслаивание зеленовато-серых граувакковых песчаников с алевролитами, прослойки туфопесчаников,

линзы аркозовых песчаников с многочисленными конкрециями марказита, алевролиты, часто песчанитые, с растительным детритом и марказитовыми конкрециями, с редкими пластами и прослоями песчаников, аргиллитов, туфоалевролитов, брекчий. Примесь пирокластики в породах чаганыйской свиты незначительна [1]. Мощность – 580–1000 м.

Талынжанская свита (келловой–нижний оксфорд) на востоке Буреинского прогиба согласно залегает на чаганыйской, а на западе с базальным горизонтом конгломератов перекрывает позднепалеозойские граниты и нижнюю подсвиту эльгинской свиты. Представления об объеме, составе и площадях распространения талынжанской и вышележащей дубликанской свит в конце прошлого века были пересмотрены на основании материалов геологических съемок ([1, 2, 11]; легенда Дальневосточной серии листов Госгеолкарты 1000/3) и заметно отличаются, например, от приведенных в работе И.И. Шарудо и др. [20]. Нижняя подсвита (келловой): песчаники мелко-среднезернистые граувакковые и аркозовые с пачками тонкого переслаивания граувакковых песчаников с алевролитами, пласты и линзы туфопесчаников, аргиллитов, брекчий. Характерны горизонтально- и линзовиднослоистые текстуры и текстуры взмучивания осадка, в верхней части подсвиты присутствуют породы с растительным детритом и слюдой на плоскостях напластования. На правобережье р. Ургал, по данным Ю.Г. Морозова, в верхней части подсвиты в песчаниках исчезают текстуры взмучивания осадка, а зеленоватый цвет пород сменяется буровато-серым. Здесь присутствуют углефицированные остатки корней растений, которые пронизывают породы перпендикулярно плоскостям напластования. Эти отложения, по мнению Ю.Г. Морозова, фиксируют постепенную смену морского режима осадконакопления континентальным; в них появляются остатки двустворок, характерных для опресненных бассейнов лагунного типа. Мощность отложений колеблется от 100 до 300 м.

Верхняя подсвита (нижний оксфорд): пепловые туффиты и туфы кислого состава, иногда углистые, аргиллиты, алевролиты, туфоконгломераты, разнозернистые аркозовые песчаники; встречаются углистые аргиллиты и прослои (2–30 см) матовых и блестящих каменных углей, пласты алевролитистых песчаников с растительным детритом и углефицированными остатками корней растений. Мощность – до 335 м. Такой состав отложений подсвиты, характерный для района Ургальского каменноугольного месторождения, где для терригенных пород типичны хорошие сортировка и окатанность обломков, гори-

зонтальная и волнисто-горизонтальная слоистость, Ю.Г. Морозов связывает с фациями рек, озер и болот. К северо-востоку от р. Ургал отложения подсвиты становятся более грубыми.

Дубликанская свита (титон, континентальные лимнические отложения). Конгломераты, разнозернистые аркозовые песчаники, пачки тонкого ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей, пласты каменных углей и пепловых туфов кислого состава. Мощность резко колеблется, достигая 600 м.

В Бирской впадине распространены прибрежно-морские и континентальные угленосные отложения, расчлененные [13] на свиты лангарийскую (300–960 м; аналог дешской свиты), катонскую (400–850 м; аналог эльгинской свиты) и будаканскую (180–300 м; аналог чаганыйской свиты). В Моринском прогибе мелководные терригенные отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты с предполагаемой мощностью не менее 2150 м) не имеют надежной палеонтологической характеристики. Возраст их условно принят среднеюрским [11], а по составу они могут быть скореллированы практически с любым стратоном нижней и средней юры Верхнебуреинской впадины.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Следующий текст является кратким пояснением к палеогеографическим схемам, составленным для 4 временных срезов (рис. 2–9). Необходимо иметь в виду, что любые палеогеографические построения, будучи реконструкциями, всегда содержат тот или иной элемент условности и неопределенности.

Весь период морской седиментации характеризуется обстановками неглубокого шельфового моря, дно которого время от времени испытывало воздымания и превращалось в сушу (рэт, геттанг, ранний плинсбах, поздний тоар), видимо, островную в течение двух последних временных интервалов. В целом это была окраинная часть раннемезозойского моря, занимавшего обширные площади к востоку и северу от современного Туранского блока Буреинского массива [14]. Учитывая особенности распространения нижнеюрских отложений (в первую очередь, хавагдинской и таксинской толщ), можно полагать, что восточный край бассейна располагался восточнее современной границы Буреинского прогиба. Анализ фаций, мощностей осадков и фауны, а также дизъюнктивный характер большей части контактов дешской и синкальгинской свит с породами фундамента Буреинского массива позволяют предположить, что в раннеюрскую эпоху (рис. 2, 3) и в начале среднеюрской

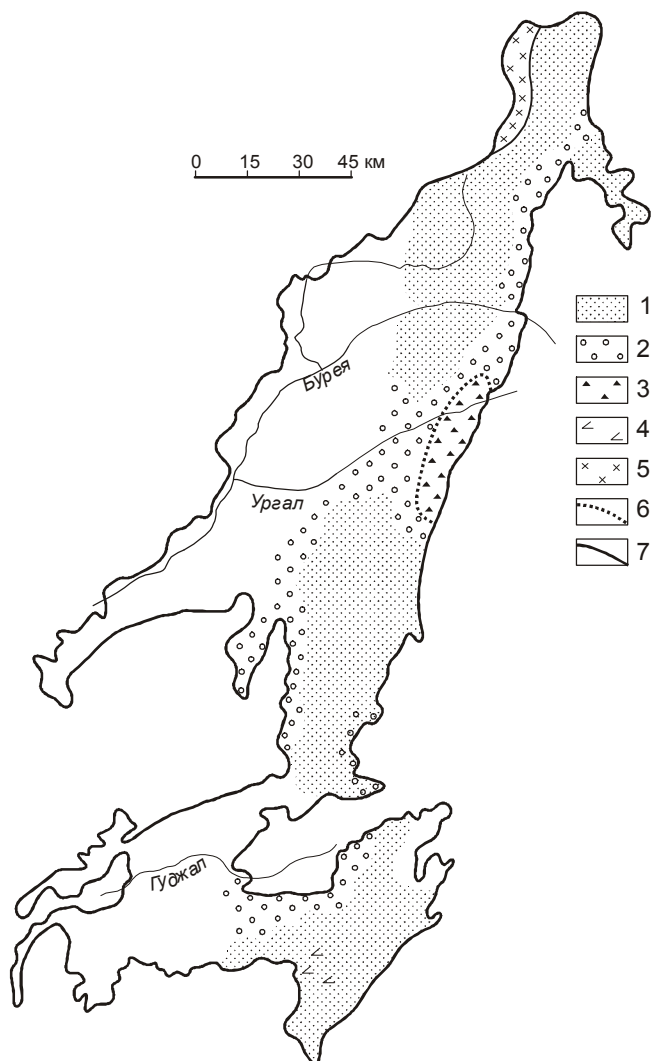


Рис. 2. Литолого-фациальная схема нижнеюрских (плинсбах, дешская свита) отложений.

1 – песчаные и алевроитопесчаные отложения, 2 – грубообломочные отложения, 3 – древние коры выветривания, 4 – растительный детрит, 5 – граниты, 6 – фациальные границы, 7 – современные границы Буреинского прогиба.

эпохи (рис. 4, 5) ось максимального прогибания располагалась на месте современного Чегдомынского выступа фундамента. Западная граница бассейна осадконакопления располагалась значительно восточнее современной западной границы Буреинского краевого прогиба. Ее положение устанавливается на основании того, что верхнебайосские отложения (нижнеэльгинская подсвита) трансгрессивно залегают на выступах фундамента прогиба (установленных бурением и геофизическими методами), полоса которых фиксирует положение западной береговой линии позднебайосского моря.

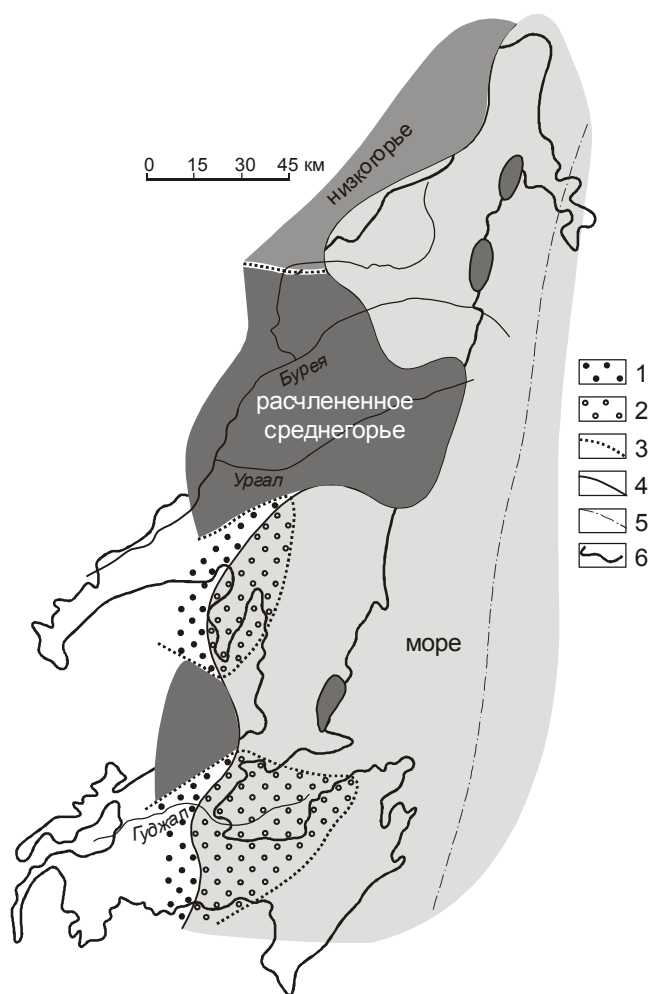


Рис. 3. Палеогеографическая схема Буреинского прогиба для плинсбахского века.

1 – палеодельты и палеоконусы выноса на суше, 2 – то же, подводные, 3 – границы форм рельефа, 4 – реконструируемое положение береговой линии, 5 – ось максимального прогибания бассейна, 6 – современные границы Буреинского бассейна.

В багский век особенности распределения мощностей отложений четко фиксируют смещение к западу не только западного края, но и оси наибольшего прогибания бассейна. Последний, по-видимому, с востока постепенно отшнуровывается от открытого моря, а район Чегдомынского выступа становится уже областью сноса (рис. 5). Такая миграция вызвала изменение формы дна водоема, и с этого времени уже хорошо прослеживается возникновение конседиментационной структуры Буреинского краевого прогиба в целом. Присутствие среди песчаных слоев с морской фауной в верхнеэльгинской подсвите маломощных

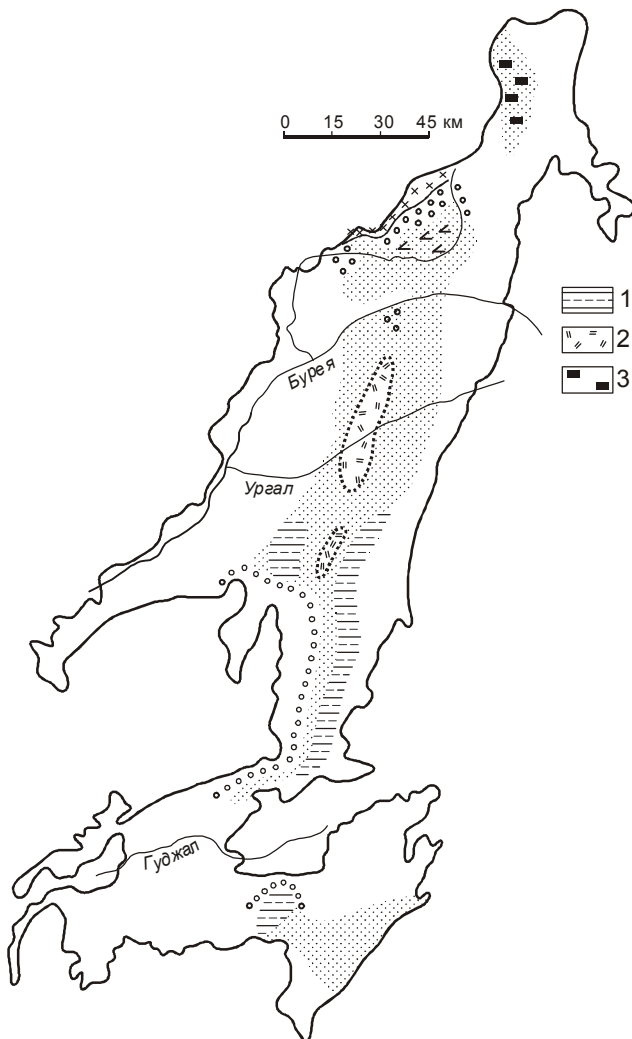


Рис. 4. Литолого-фациальная схема среднеуральских (байос–бат, эльгинская свита) отложений.

1 – песчано-алеврито-глинистые отложения, 2 – риолиты, 3 – углистые отложения. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2.

прослоев углистых пород, иногда с линзочками угля, с отпечатками *Coniopteris* и *Hausmania* позволяет сделать вывод: в начале батского века море обмелело настолько, что появились острова, а по присутствию кислых вулканитов можно заключить, что эти острова были вулканическими. Однако вторая половина этого временного интервала характеризуется вновь увеличением глубины бассейна, в котором отлагался в основном глинисто-алевритовый материал.

С позднебатского времени, когда накапливались осадки чаганьской свиты, общее воздымание территории и сокращение площади морского бассейна принимает необратимый характер; обстановки осадконакопления в чаганьское время в целом соответ-

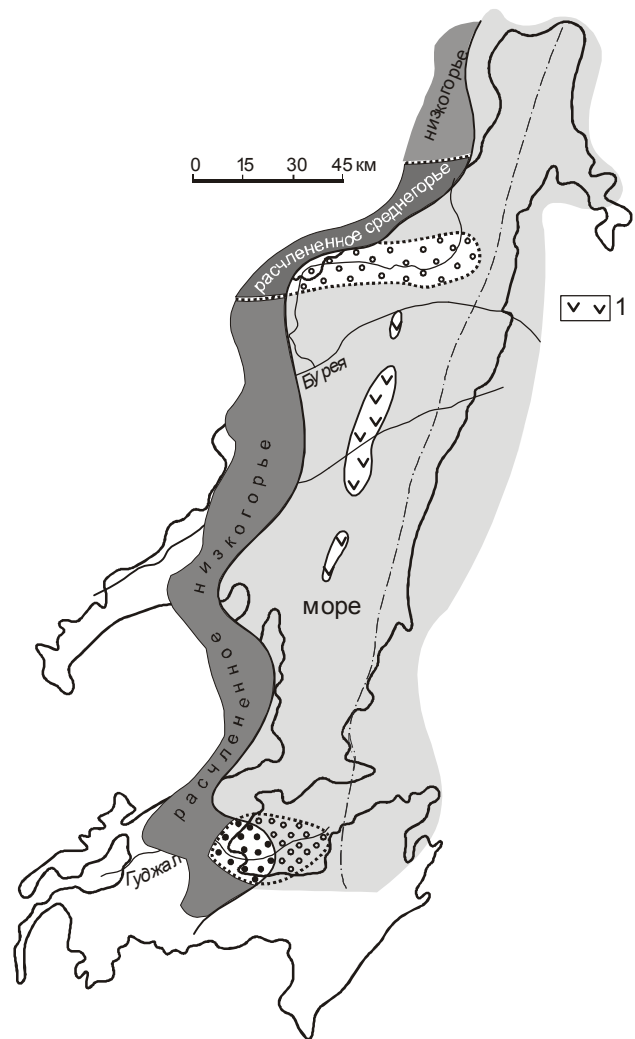


Рис. 5. Палеогеографическая схема Буреинского прогиба для рубежа байосского и батского веков.

1 – вулканические острова. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 3.

ствуют лагунным фациям. На востоке реконструируется нагорье, оконтуривающее водоем в границах, близких к современным границам Буреинского прогиба. И на востоке, и на западе верхнеэльгинские образования выводятся на поверхность, т.е. чаганьский бассейн не выходит за контуры эльгинского. Область наибольшего прогибания чаганьского бассейна реконструируется в районе современных поселков Чегдомын и Ср. Ургал, совпадая с Ургальским палеоподнятием, которое в это время было относительно опущено, возможно, в связи с заложением Ургальского разлома. В области современной Иорекской горст-антиклинальной зоны происходит воздымание фундамента прогиба, вследствие чего сокращаются мощ-

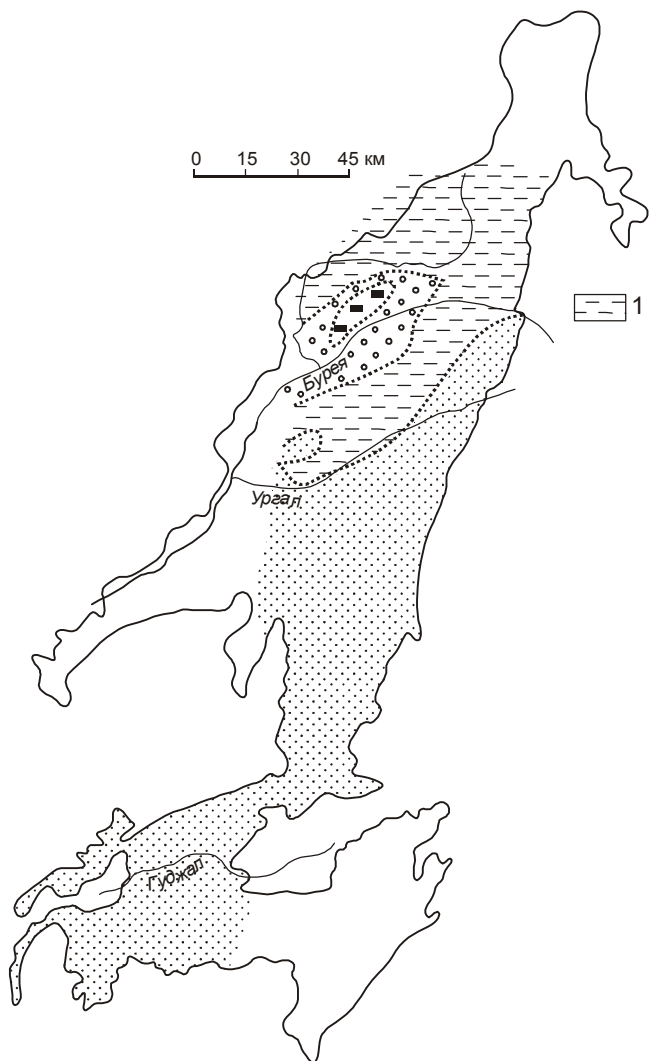


Рис. 6. Литолого-фациальная схема верхнеюрских (келловей, талынжанская свита) отложений.

1 – алевроито-плинистые отложения. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2, 4.

ности осадков вплоть до их полного выклинивания. По краям воздымающегося участка заложилась конседиментационные флексуобразные изгибы, развитие которых, видимо, привело к образованию дизъюнктивов.

Не совсем точные представления об особенностях литологии псаммитовых и псефитовых образований (представлялось, что они имеют преимущественно аркозовый состав; эти представления фигурируют и в последней по времени публикации работе Г.Л. Кирилловой [12]) заставили в свое время предполагать, что практически весь период морской седиментации характеризовался резко преобладающим поступлением обломочного материала с запада – из

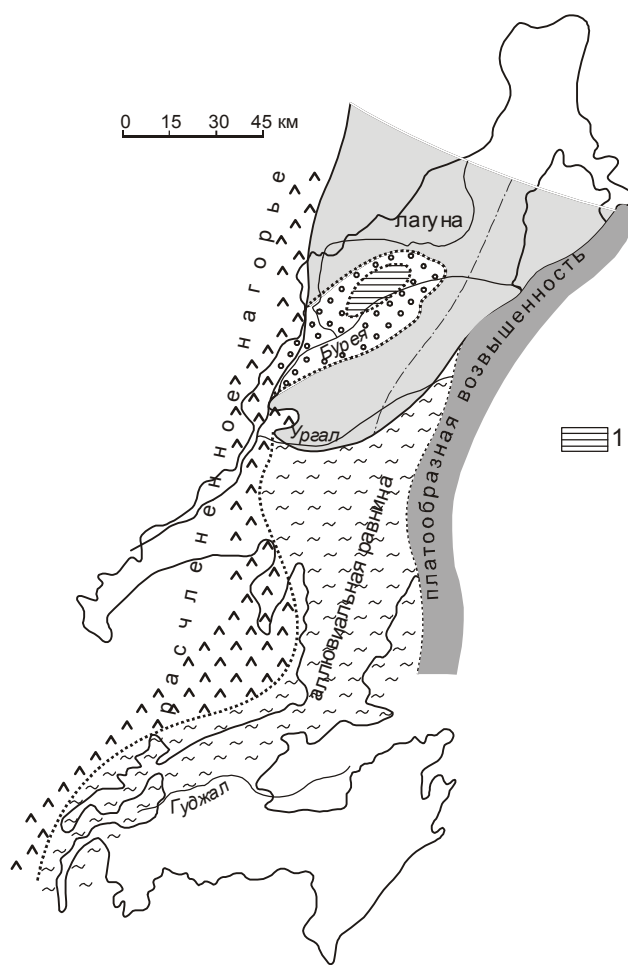


Рис. 7. Палеогеографическая схема Бурейнского прогиба для келловейского века.

1 – заболачивающиеся участки, стабилизированные на конусах выноса. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 3, 5.

области современного Туранского поднятия, где на основании этого предполагалось существование сильно расчлененной горной страны, в противоположность сглаженному рельефу восточного борга Бурейнского палеобассейна. Резкое увеличение поступления обломочного материала с востока предполагалось лишь с талынжанского времени [6]. Выше отмечалось, что практически все стратоны содержат как аркозовые, так и граувакковые осадки. Поскольку последние, по-видимому, могли отлагаться только за счет преимущественного поступления обломочного материала с востока, можно предполагать, что в северной части Сихотэ-Алинского морского бассейна уже как минимум с ранней юры существовали круп-

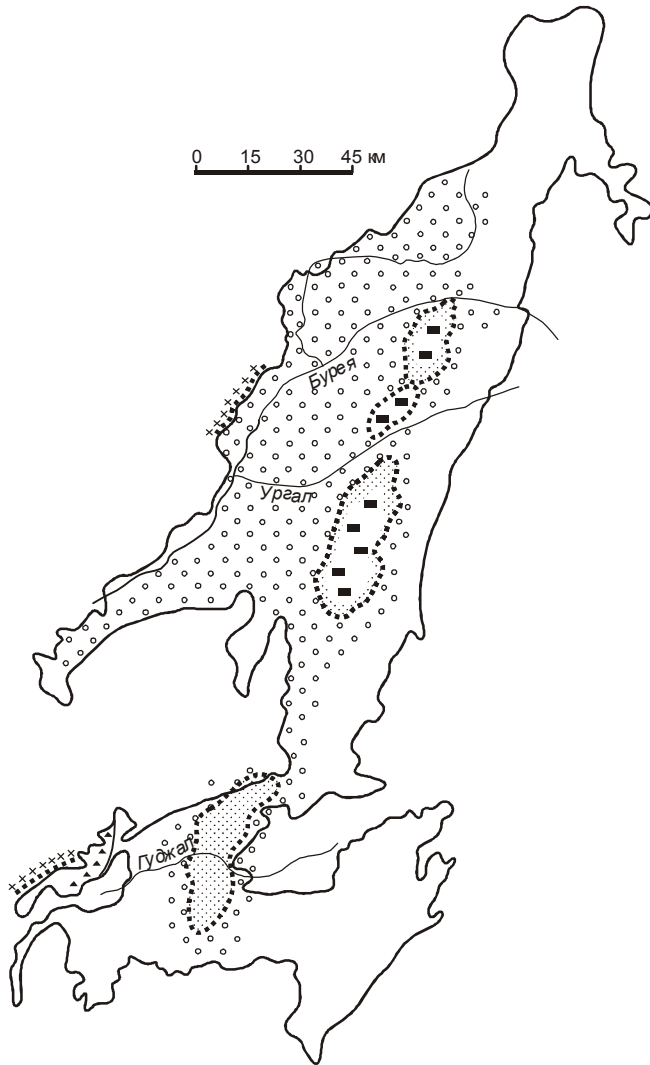


Рис. 8. Литолого-фациальная схема верхнеюрских (титонский ярус, дубликанская свита) отложений. Условные обозначения те же, что на рис. 2, 4, 6.

ные участки островной (?) суши, постепенно разделявшие бассейн на субширотно вытянутые ветви – это подчеркивается распределением грубообломочных отложений позднего триаса–ранней юры в бассейнах рр. Амгунь и Дуки [10].

Наиболее неоднозначны предлагаемые реконструкции для талынжанского времени. Большинство существующих палеогеографических построений (в том числе и наиболее поздние из опубликованных – [20]) исходили только из отсутствия остатков морской фауны в отложениях талынжанской свиты, из-за чего режим осадконакопления конца келловоя – начала оксфорда определялся как континентальный. Однако вряд ли прибрежно-морские обстановки конца

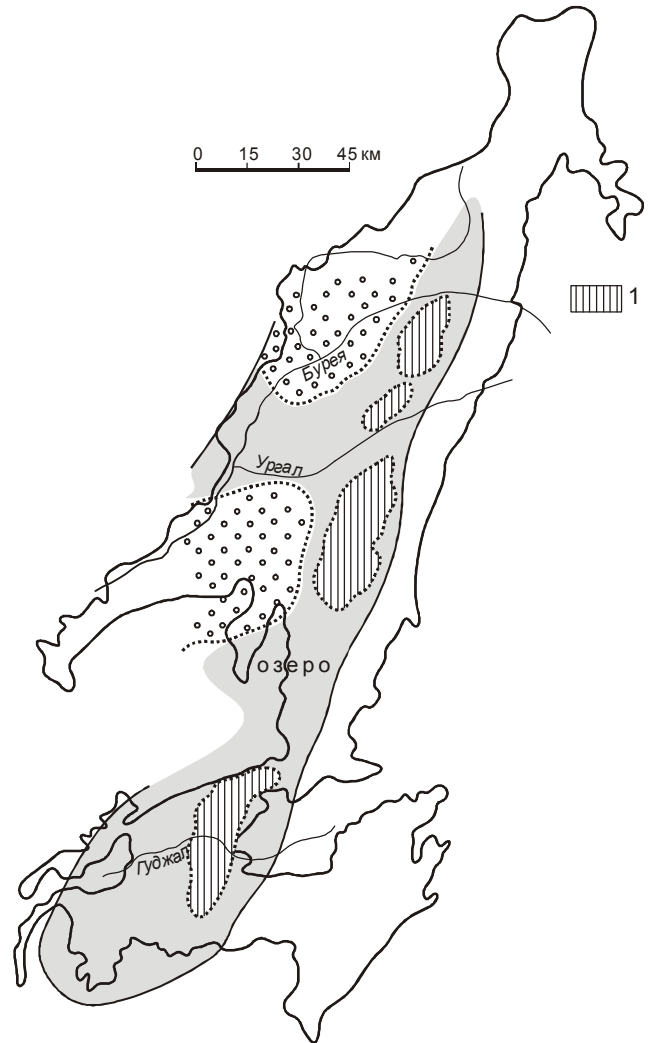


Рис. 9. Палеогеографическая схема Буреинского прогиба для титонского века.

1 – заболачивающиеся участки озера. Остальные условные обозначения те же, что на рис. 3, 5, 7.

чаганыйского времени резко сменились континентальными (учитывая согласное залегание чаганыйской и талынжанской свит). Скорее всего, такая смена происходила постепенно, и, как полагал Ю.Г. Морозов, алевроито-глинистые осадки нижней части талынжанской свиты отлагались в прибрежно-морских условиях. Следуя построениям Ю.Г. Морозова, ниже предлагается следующая реконструкция. Она выглядит недостаточно обоснованной, поэтому ее следует рассматривать лишь в качестве одного из вариантов, требующего подтверждения целенаправленными полевыми исследованиями.

Келловейский век (первая половина талынжанского времени) характеризуется тем, что границы

морского бассейна несколько сместились к северу (при общем его обмелении); в прогибание вовлеклись области, располагавшиеся западнее границ чаганыйского и эльгинского морей. Одновременно сместились к западу и восточная граница моря, а ось максимального прогибания бассейна для этого времени реконструируется на месте бывшего западного побережья чаганыйского моря. Вследствие этого на востоке осадки талынжанской свиты нормально залегают на чаганыйских, в то время как на западе первые налегают на эльгинские отложения и фундамент массива.

Особенности келловейских отложений (хорошая сортировка и выдержанность размерности зерен пород) позволяют предполагать, что области сноса обладали относительно сглаженным рельефом. Реконструируются следующие черты палеогеографии конца келловей–начала оксфорда (начало господства континентального режима, обстановка параличского осадконакопления; рис. 6, 7). Морская седиментация протекала в мелком заливе, открытом к северу и северо-востоку, а на юге доходившем примерно до современной р. Ургал. Южное и юго-восточное побережья представляли собой слабо приподнятую низменность, где формировались осадки лагунных и дельтовых фаций, причем на отдельных конусах выноса развивались болота, в которых началось образование угленосных отложений. В районе современного междуречья Буреи и Нимана фиксируется обстановка обширной дельты горных рек, отложения которой, заполняя морской залив, выходили на дневную поверхность и заболачивались. Западный берег залива реконструируется как расчлененное низкоегорье, а восточный – как платообразная возвышенность (рис. 7).

К середине оксфордского века полностью отшнуровавшийся и сократившийся в размерах бассейн превращается в пресноводное озеро (хотя, видимо, временами и возобновлявшее связь с морем), заполнявшееся аллювиальным материалом впадавших в него рек, более мелким песчаным с севера, востока и юга, грубым и плохо сортированным – с запада. Со временем мелководное озеро начало заболачиваться, происходит накопление торфяников, из которых развивались пласты углей верхней части талынжанской свиты. Воздушные потоки приносят массу вулканического пепла, что обусловило отложение пепловых туфов и засорение углей. Наибольшее компенсационное прогибание для этого времени осадконакопления совпадает с выделяющейся в современной структуре Буреинского краевого прогиба Буре-

инской зоной складок, приуроченной практически к восточному борту прогиба.

Отложения верхов оксфорда и всего кимериджа не сохранились. Отсутствие верхнеюрских отложений в бассейне верхнего течения р. Амгунь, несогласное залегание титонской падалинской свиты на среднеюрских стратонах [10] свидетельствуют о полном господстве континентального режима (при отсутствии сколько-нибудь значительных водоемов) как на западе Сихотэ-Алинской складчатой системы, так и на всей территории Буреинского краевого прогиба в течение большей части поздней юры.

Титонский век (рис. 8, 9) характеризуется обстановкой лимнической седиментации (дубликанская свита). Происходит воздымание западных, северных и южных частей обрамления Буреинского прогиба, что вызывает резкую активизацию деятельности талынжанских рек. Озерный бассейн заносится плохо сортированным грубообломочным материалом, в составе которого преобладают граниты. Лишь для сравнительно небольших участков для кратких промежутков времени реконструируются условия озерного осадконакопления, сменяющиеся обстановками торфяных проточных болот. Но к самому концу юрского периода, видимо, вновь устанавливаются условия, близкие к условиям формирования отложений верхней части талынжанской свиты – крупный озерный бассейн, постепенно превращающийся в озерную равнину [20]. Есть, однако, и существенные различия. В титоне значительно уменьшается поступление пеплового материала, и в то же время значительно улучшаются условия для устойчивого углеобразования – формируется заболоченная плоская долина дряхлеющей реки [6, 20].

Представляет интерес выявление источника поступления вулканического материала (преимущественно пеплового) в бассейны всех рассмотренных этапов юрской седиментации. Ю.Г. Морозов предполагал существование центров вулканической деятельности в пределах современного Чегдомынского выступа, т.е. образование там островной дуги. Доказательства такого предположения отсутствуют – в этом районе нет никаких следов юрского вулканизма, нет даже интрузивных тел соответствующего возраста, которые хотя бы могли рассматриваться как корневые зоны и области питания вулканов. Ближайшая область проявления юрского вулканизма располагается в северном Китае. Несмотря на значительные расстояния, именно там и следует, видимо, искать основную источник поступления пеплового материала в большую часть юрских отложений Буреинского про-

гиба. Возможно, впрочем, существование вулканической суши (архипелаги?) в пределах Сихотэ-Алинского юрского бассейна – не даром туфы и туффиты кислого состава достаточно широко представлены во всех юрских стратонах северной части Сихотэ-Алинской складчатой системы [10].

Палеогеодинамический анализ показывает, что Буреинский краевой прогиб заложился, развивался и завершил свое существование на коре континентального типа, в условиях стабильной пассивной континентальной окраины [12]. Практически все достоверно восстанавливаемые движения, предопределившие структуру и формационное выполнение прогиба, были вертикальными, в большинстве случаев – малоамплитудными сбросовыми [1, 2]. Единственно надежно фиксируемыми горизонтальными движениями были малоамплитудные левые сдвиги, проявившиеся, видимо, на поздних этапах геологической истории прогиба, возможно, как отголоски крупных сдвигов, расколовших восточную часть Буреинского массива по дизъюнктивам системы Тан-Лу. Сказанное, конечно, не следует понимать как отрицание возможности значительных горизонтальных перемещений Буреинского массива как целого (см., например, [12] и др.).

Проведенный анализ палеогеографических обстановок большей части юрского периода, как представляется, может служить для прогнозирования общего объема углеводородного сырья в Буреинском краевом прогибе, т.к. морские отложения юры, по видимому, являлись источником поступления углеводородов в верхние части отложений прогиба, где и формировались их месторождения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Считаю своим приятным долгом выразить признательность И.И. Сей и Е.Д. Калачевой, чьи замечания подвигли меня на устранение недочетов и неясностей в предлагаемой работе. Особую благодарность выражаю А.П. Сорокину, инициировавшему и поддерживавшему настоящую работу и заинтересованно обсуждавшему результаты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 : 200 000. (Изд-ние 2-ое). Серия Буреинская. Лист М-53-VIII (Чегдомын): Объясн. зап. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2003. 123 с.+5 вкл.
2. Анойкин В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 : 200 000. (Изд-ние 2-ое). Серия Буреинская. Лист М-53-XIV (Сулук): Объясн. зап. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2004. 102 с.+5 вкл.
3. Атлас мезозойской морской фауны Дальнего Востока России /И.И.Сей, Т.М.Окунова, Т.Д.Зонова, Е.Д.Калачева, Е.А.Языкова. СПб: ВСЕГЕИ, 2004. 234 с.
4. Брагинский С.М. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-VII: Объясн. зап. М.: Недра, 1965. 91 с.
5. Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Палеогеографические критерии формирования нефтегазоносности Верхнебуреинской впадины //Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 107–121.
6. Давыдова Т.Н., Гольдштейн Ц.Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне (методы и результаты). М.: Госгеолгиздат. 1949. 230 с. (Тр. ВИМС. Вып. 176).
7. Дарбинян С.С. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-VIII: Объясн. зап. М.: Недра, 1965. 84 с.
8. Дарбинян С.С. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-XX: Объясн. зап. М.: Недра, 1962. 60 с.
9. Дыренко В.А. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-I: Объясн. зап. М.: Недра, 1964. 76 с.
10. Забродин В.Ю., Григорьев В.Б., Кременецкая Н.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 : 200 000. (Изд-ние 2-ое). Серия Комсомольская. Лист М-53-X (верховье р. Дуки). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 149 с.+5 вкл.
11. Забродин В.Ю., Бородин А.М., Гурьянов В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 : 1 000 000. (Третье поколение). Дальневосточная серия. Лист N-53 (Шантарские острова). СПб: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ. 2006 (в печати): Объясн. зап. (510 с).
12. Кириллова Г.Л. Поздне мезозойские–кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: геодинамическая эволюция, угле- и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.
13. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГП, 1994. 124 с.+38 сх.
14. Роганов Г.В., Брудницкая Е.П., Кисляков С.Г., Махинин А.В. Стратиграфия и условия формирования отложений Торомского и Удского прогибов // Геология и полезные ископаемые Приамурья (К 50-летию ФГУГП “Хабаровск-геология”). Хабаровск: Магеллан. 1999. С. 80–94.
15. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. Л.: Недра, 1980. 177 с.
16. Сигов В.Ф. Геологическая карта СССР. 1 : 200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-II: Объясн. зап. М.: Недра, 1965. 94 с.
17. Структура континентов и океанов (терминологический справочник). (Изд-ние 2-ое, перераб. и дополн.) /В.Ю. Забродин, Г.Л. Кириллова, В.А. Кулындышев, Л.А. Кулындышева, В.И. Синюков, В.А. Соловьев, Р.Ф. Черкасов. М.: Недра, 1979. 511 с.

18. Сухов В.И. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-ХІІІ: Объясн. зап. М.: Недра, 1963. 68 с.
19. Тоноян Р.М. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-ХХХІІ: Объясн. зап. М.: Недра, 1965. 84 с.
20. Шарудо И.И., Москвин В.И., Дзенс-Литовская О.А. Литология и палеогеография Буреинского прогиба в позднем мезозое. Новосибирск: Наука, 1973. 68 с.
21. Школьник Э.Л. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-53-ХІV: Объясн. зап. М.: Недра, 1962. 64 с.
20. Шарудо И.И., Москвин В.И., Дзенс-Литовская О.А. Литология и палеогеография Буреинского прогиба в позднем мезозое. Новосибирск: Наука, 1973. 68 с.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

V. Yu. Zabrodin

Paleogeography of the Bureya foredeep in the Jurassic period (Far East)

Based on standard methods of paleogeographic analysis, small-scale paleogeographic sketch maps of the Upper Bureya and Gudzhik depressions of the Bureya foredeep have been compiled for the Pliensbachian, Bajocian, Bathian, Callovian, and Tithonian. The features of settings and marine sedimentation in the Late Triassic and major part of the Jurassic period are described.

***Key words:* paleogeography, Late Triassic, Jurassic, lithology, stratigraphy, Bureya foredeep, Far East.**