

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ И ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕЙСКО-БУРЕЙНСКОГО И СУНЛЯО ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ (ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ)**

**А.П. Сорокин<sup>1,2</sup>, Ю.Ф. Малышев<sup>3</sup>, В.Б. Каплун<sup>3</sup>, А.Т. Сорокина<sup>1</sup>, Т.В. Артеменко<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> ФГБУН Институт геологии и природопользования ДВО РАН, пер. Релочный 1, г. Благовещенск, 675000; e-mail: [art@ignm.ru](mailto:art@ignm.ru), [orgig@ascnet.ru](mailto:orgig@ascnet.ru)

<sup>2</sup> ФГБУН Амурский научный центр ДВО РАН, пер. Релочный 1, г. Благовещенск, 675000; e-mail: [amurnc@ascnet.ru](mailto:amurnc@ascnet.ru)

<sup>3</sup> ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000, e-mail: [kaplun@itig.as.khb.ru](mailto:kaplun@itig.as.khb.ru)

Поступила в редакцию 18 мая 2012 г.

Рассмотрены особенности развития и глубинного строения Сунляо и Зейско-Буреинского бассейнов. Становление их проходило в три этапа: рифтогенный, платформенный (иммерсионный) и неотектонический (инверсионный). В первый из них (средняя юра–ранний мел) произошло заложение единой близмеридиональной рифтогенной системы, а в последующий (в позднем мелу) – формирование нефтематеринских глубоководных озерных осадков, богатых органическими остатками, максимальные мощности которых установлены в Сунляо (до 1100 м). Существенные различия в развитии бассейнов определились на неотектоническом этапе, связанные с формированием поперечных, широтных структур, разделивших бассейны и изменивших гидрологический режим – прекращение стока поверхностных вод из Зейско-Буреинского бассейна в Сунляо.

Отчетливо выражены различия и в глубинном строении бассейнов. Для Сунляо характерны высокие значения теплового потока (более 70 мВт/м<sup>2</sup>), а его мантийная составляющая выше коровой в отличие от Зейско-Буреинского бассейна, где тепловой поток ниже 50 мВт/м<sup>2</sup>, а соотношение его мантийной и коровой составляющих обратное. При этом, мощность земной коры в Зейско-Буреинском бассейне выше, чем в Сунляо, 38–42 км и 29–34 км соответственно, при мощности литосферы 110–140 км и 50–75 км. Исключение составляет лишь южная часть Зейско-Буреинского бассейна, близкая по своим геоэлектрическим показателям Сунляо.

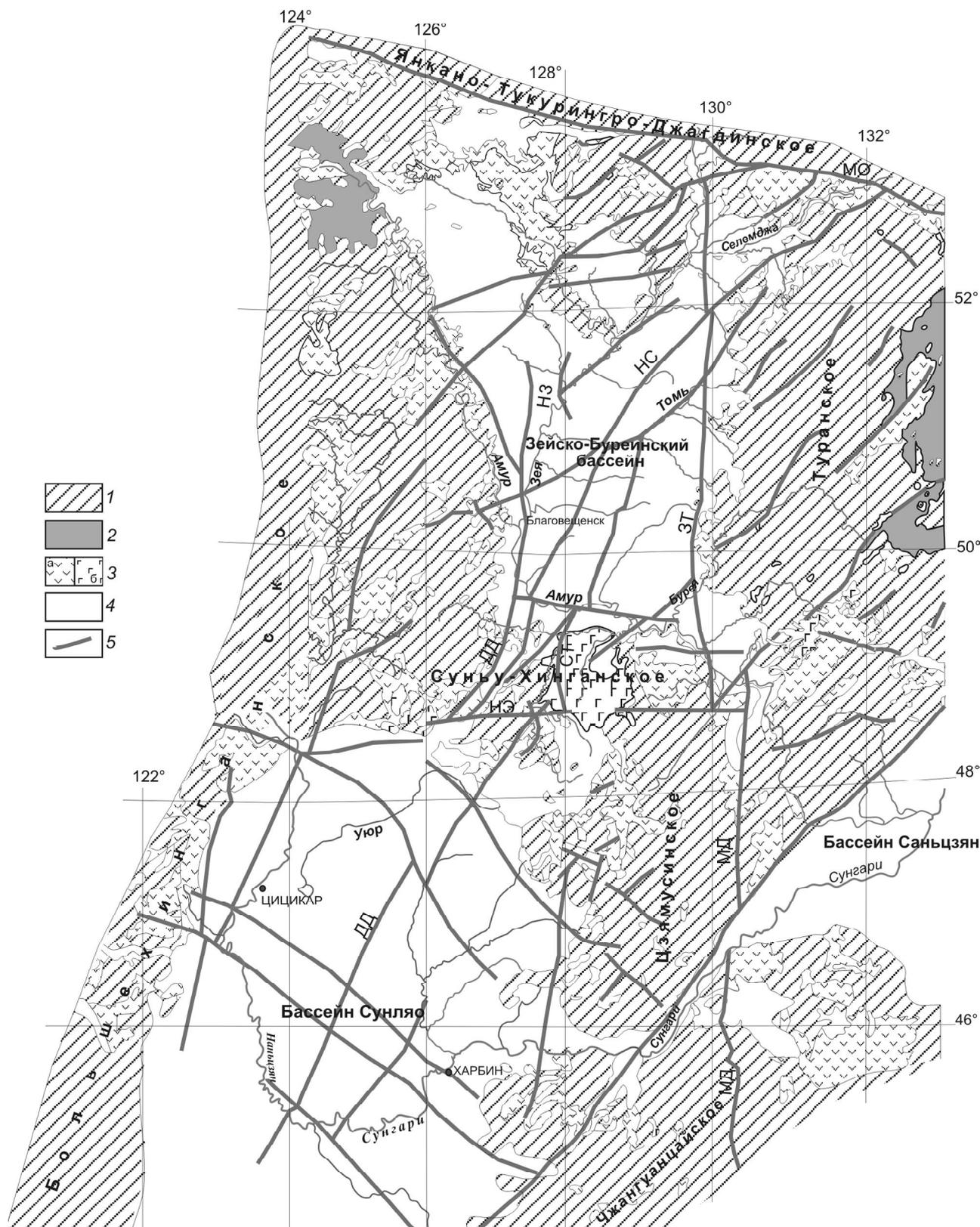
Указанные признаки весьма существенны при оценке перспектив нефтегазоносности рифтогенных зон. Установлено, что для оценки перспектив нефтегазоносности рассмотренных осадочных бассейнов или их частей необходим учет двух факторов: 1) влияния движения литосферных плит и связанных с ними коллизионных процессов, 2) аномалий глубинного строения литосферы (высокий тепловой поток, сокращенная мощность земной коры и литосферы). В связи с этим, авторы позитивно оценивают перспективы нефтегазоносности отрицательных структур преимущественно южных районов Зейско-Буреинского бассейна, в частности, Лермонтовского, Дмитриевского, Михайловского, Екатеринославского, Архаринского прогибов.

**Ключевые слова:** рифтогенный, платформенный, неотектонический этапы, земная кора, литосфера, тепловой поток, электропроводность, нефтегазоносность, бассейны Зейско-Буреинский и Сунляо.

### ВВЕДЕНИЕ

На восточной окраине Азии широко распространены мезозойско-кайнозойские вулканогенно-осадочные бассейны (Верхнезейский, Зейско-Буреинский, Среднеамурский, Среднезейский, Сунляо, Ляохэ и др.), значительная часть которых локализована в пределах Восточно-Азиатского внутриконтиненталь-

ного рифтогенного пояса (ВАКРП) [44]. Среди них особый интерес представляют Зейско-Буреинский бассейн и впадина Сунляо (рис. 1). Это крупнейшие на Дальнем Востоке отрицательные структуры, обладающие огромным ресурсным потенциалом (горючие полезные ископаемые, благородные металлы, неметаллы, строительные материалы, подземные пре-



**Рис. 1.** Схема морфоструктурного районирования Восточно-Азиатского рифтогенного пояса.

1 – сводово-глыбовые поднятия; 2 – мезозойские осадочные бассейны; 3 – вулканогенные образования: (а) юрские и меловые, (б) кайнозойские; 4 – молодые платформы; 5 – тектонические нарушения: МО – Монголо-Охотский, НЗ – Нижнезейский, ЗТ – Западно-Туранский, СТ – Сюнькэ-Тели, НЭ – Намуэрхэ, МД – Муданьцзянский, ДД – Дэду-Дааньский, НС – Нэньцзян-Селемджинский разломы. Граница между РФ и КНР проходит по р. Амур.

сные и минеральные воды и др.) и доступными геологическими объектами, на которых решаются многие геодинамические, стратиграфические, палеонтологические и другие проблемы Азии [40].

Бассейн Сунляо и Зейско-Буреинский бассейн сформированы на герцинидах Луныцзян-Селемджинского пояса и частично на блоках микроконтинента Суннэнь. По целому ряду признаков – унаследованному плану структур чехла бассейнов от плана структур фундамента, двухъярусному строению чехла, наличию в его разрезе эффузивов основного и кислого состава и др. – они относятся к типичным молодым платформам [4, 41, 42, 46]. Они характеризуются блоковым строением, в формировании которого основная роль принадлежит трансрегиональным и региональным разрывным нарушениям сложного строения [6, 7]. Северная граница ВАКРП проходит по системе Монголо-Охотских, а южная – по разломам Тунляо и Шара-Мурэн (Чифэн-Тэлин). На западе бассейнов основная роль принадлежит Нэньцзян-Селемджинской и Дэду-Даань-Белогорской, а на востоке – Западно-Туранской и Муданьцзянской зонам тектонических нарушений. Зейско-Буреинский бассейн отделен от Сунляо системой разломов Намуэрхэ. Бассейны обрамляются с запада и востока, соответственно, Большехинганским и Чжангуанцай-Цзямусы-Туранским, а с севера и юга – Янкано-Тукурингро-Джагдинским и Иньшань-Яньшаньским горноскладчатыми сооружениями, восходящий режим которых сохранялся на протяжении всей истории существования депрессионных структур.

Создание современного облика рассматриваемых бассейнов связано с кайнозойскими движениями земной коры, обусловленными смещениями по сдвиговым зонам вдоль окраин литосферных плит [13]. Амурская плита, в пределах которой расположены Сунляо и Зейско-Буреинский бассейны, перемещалась в северо-восточном, Евразийская – в восточном, Охотоморская – в юго-западном направлениях. При этом, в Монголо-Охотской зоне наблюдаются левые сдвиги, а в Итун-Иланьской (зона ТанЛу) – правые. В то же время, Джелтулакский и Северо-Тукурингрский разломы Монголо-Охотской системы имеют более сложное строение: в области их сочленения они испытывают кручение со сменой северо-восточного падения на северо-западном фланге, через вертикальное на юго-западное – на юго-востоке [10].

Рассмотрение осадочных бассейнов Сунляо и Зейско-Буреинского с целью уточнения перспектив нефтегазоносности последнего выполнено по двум позициям: особенностям геологического строения с акцентом на эволюцию бассейнов [11, 12, 15–17, 22–

25, 34, 35, 39, 40] и их глубинного строения. При этом, вторая позиция имеет самостоятельное значение и не менее важна, чем первая [1, 37].

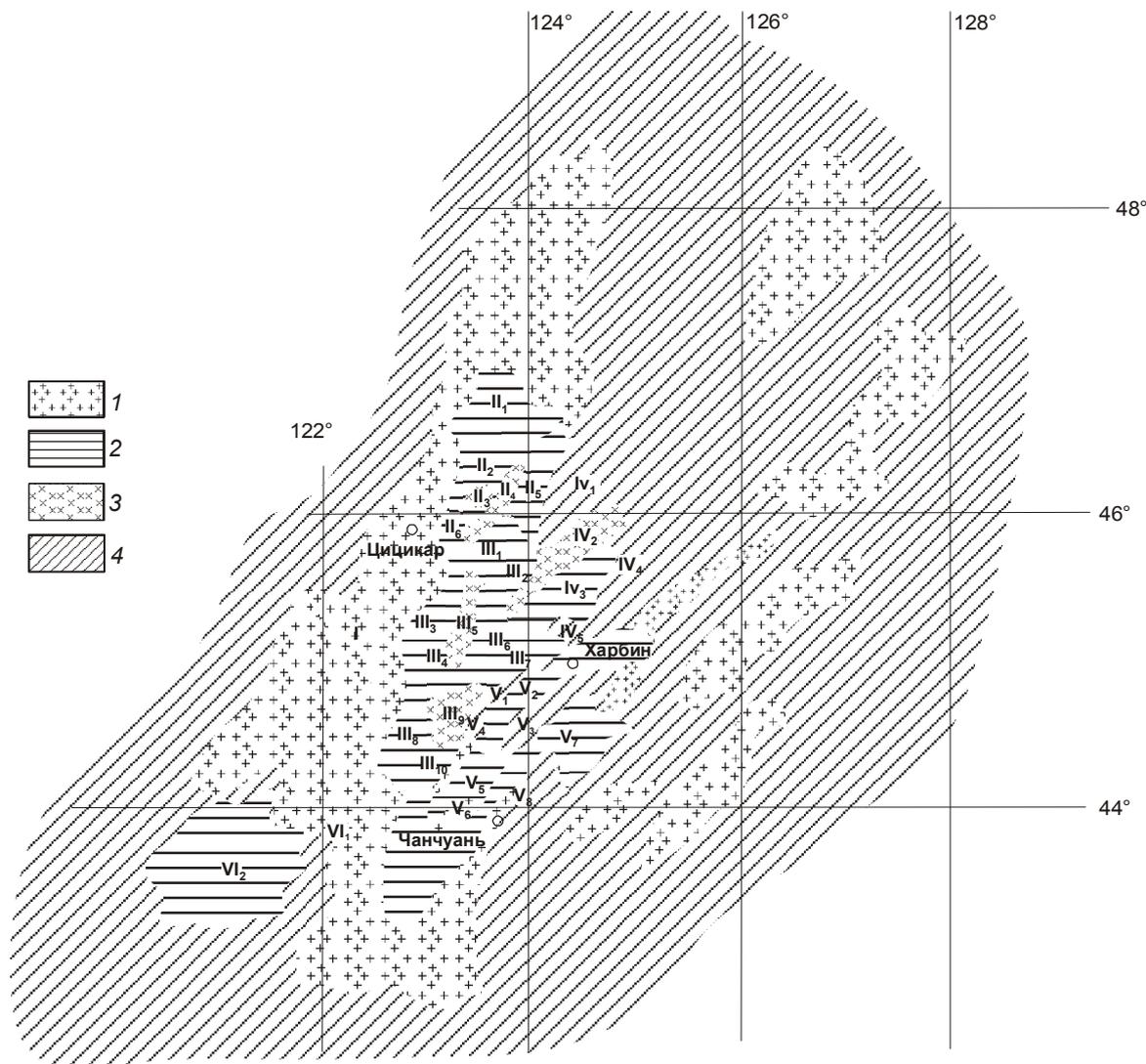
### БАССЕЙН СУНЛЯО

Бассейн занимает южную половину ВАКРП. Основные границы бассейна (на северо-западе – Нэньцзянский, а на юго-востоке – Муданьцзянский структурные швы) контролируют распределение не только областей седиментации, но и магматических ассоциаций. Последние во многом определяют различие в трактовке природы бассейна: за счет мантийного диапиризма или вследствие субдукции литосферных плит (Изанаги и Тихоокеанской), подготовивших подъем кровли астеносферы и проявление мантийных излияний в литосферу [20].

В составе бассейна Сунляо выделено шесть структур первого ранга (рис. 2). Осевую часть его занимают северная погруженная область и область центрального прогиба. С запада они ограничены областями: западного склона и юго-западного поднятия. Восточное обрамление бассейна более дифференцировано. На северо-востоке оно представлено областью северо-восточного, а южнее – юго-восточного поднятий, включающих зоны чередования антиклинальных зон и впадин [2, 3].

Формирование указанных структур происходило в три этапа: рифтогенный (средняя юра–ранний мел), иммерсионный (сеноман–коньяк) и инверсионный (кампан–квартер) (табл.). Проявления нефти и газа установлены в юрских и меловых отложениях бассейна, но промышленные их скопления выявлены лишь в породах меловой системы на глубине от 500 до 2400 м. Они локализованы в девяти толщах, содержащих 33 нефтегазоносных пласта песчаников.

**Рифтогенный этап** в бассейне Сунляо проходил в две стадии: раннюю (средняя юра–баррем) и позднюю (баррем). Первая из этих стадий связана с планетарными процессами – погружением плиты Изанаги под Евразийский материк с дальнейшим замещением ее областью древнего Тихого океана [47, 49]. Под их влиянием Северо-Восток Китая подвергся сильному левовращающему компрессо-скалывающему воздействию с образованием глубокой структуры фундамента – впадины Сунляо. В ее пределах, в обстановке интенсивного растяжения земной коры (до 0.77 мм/г), происходило формирование изолированных грабенов северо-северо-восточного, север-северо-западного и меридионального направлений [51]. Чехол этих структур формировался вулканогенно-терригенными образованиями группы формаций Хошилин (Байчен) и Ша Хэ Цзы (с Тао Нань и Ао Бао Та). Среди вулканитов преобладают породы



**Рис. 2.** Тектоническое районирование бассейна Сунляо [2].

Внутреннее строение бассейна Сунляо: 1 – поднятия; 2 – области прогибания; 3 – антиклинальные зоны; 4 – горно-складчатое обрамление.

I–VI – структуры первого порядка: I – область западного склона; II – северная погруженная область (II<sub>1</sub> – терраса Нэнь Цзян; II<sub>2</sub>, II<sub>6</sub> – впадины И Ань и У Юй Эр; II<sub>3</sub>, II<sub>4</sub> – антиклинальные зоны Шань Синь и Кэ Шань - И Лун; II<sub>5</sub> – структурная зона Цзянь Юань); III – область центрального прогиба (III<sub>1</sub>, III<sub>4</sub>, III<sub>6</sub>, III<sub>8</sub> – впадины Хэ Юй Пао, Ци Цзя - Гу Лун, Шань Цзяо, Чан Лин; III<sub>2</sub>, III<sub>3</sub>, III<sub>7</sub>, III<sub>10</sub> – террасы Мин Шуй, Лун Ху Пао - Да Ань, Чжао Ян Гоу, Шуан То Цзы; III<sub>5</sub> – вал Да Цин; III<sub>9</sub> – поднятие Фу Юй); IV – область северо-восточного поднятия (IV<sub>1</sub>, IV<sub>4</sub>, IV<sub>5</sub> – поднятия Хай Лунь, Цин Ань, Ху Лань; IV<sub>2</sub> – антиклинальная зона Хуань Лэн; IV<sub>3</sub> – впадина Хуань Хуа); V – область юго-восточного поднятия (V<sub>1</sub>, V<sub>4</sub>, V<sub>6</sub> – антиклинальные зоны Чан Чунь Лин, Дэн Лоу Ку, Ян Да Чэн Цзы; V<sub>2</sub>, V<sub>5</sub>, V<sub>7</sub> – впадины Бинь Сянь - Ван Фу, Дяо Юй Тай, Юй Шу - Дэ Хэй; V<sub>3</sub> – поднятие Цин Шань Коу; V<sub>8</sub> – терраса Цзю Тай); VI – область юго-западного поднятия (VI<sub>1</sub> – поднятие Це Ма Ту, VI<sub>2</sub> – впадина Кай Лу).

среднего и основного состава, с возрастными датировками от  $157.19 \pm 0.19$  млн лет до  $147.77 \pm 0.28$  млн лет ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) [49]. К концу ранней стадии рифтогенного этапа вулканическая деятельность практически прекратилась и в разрезе формаций Ин Чен Цзы и Дэн Лоу Ку существенно увеличилась роль осадочных пород.

Поздняя стадия рифтогенеза (баррем) отражает переходный период к платформенному этапу, в начале – с достаточно высокими скоростями растяжения (до 91 мм/г) земной коры (время образования группы формации Ин Чен Цзы), с постепенным снижением до 0.23 мм/г (формация Дэн Лоу Ку). Разрезы указанных формаций почти исключительно представлены

Таблица. Строение и этапность развития бассейна Сунляо [2, 3, 15].

Отделы	Ярусы	Свиты, формации	Толщи	Мощности, м	Этапы развития
Q N <sub>2</sub> N <sub>1</sub> P <sub>1</sub> -P <sub>2</sub>			Глинистая угленосная	0–143	Инверсионный
		Тай Кан	Песчаниковая	0–165	
		Дай Ань	Глинистая	0–123	
		И Ань	Песчанистая	0–222	
K <sub>2</sub>	Маастрихт	Мин Шуй	Пестроцветная песчанистая Сероцветная глинистая	0–333 0–243	Инверсионный
	Кампан	Сы Фан Тай	Красноцветная глинисто-песчаная Коричнево-красная	0–413	
	Коньяк	Нэнь Цзян	Пестроцветная глинистая Пестроцветная песчанистая Песчанистая Горючсланцевая Сероцветная глинистая	0–355 165–334 47–131 50–252 27–222	Иммерсионный
	Турон	Яо Цзя	Пестроцветная песчанистая Глинисто-песчаная красноцветная	17–140 0–78	
	Сеноман	Цинь Шань Коу	Аргиллитовая пестроцветная Аргиллитовая сероцветная	263–503 36–131	
K <sub>1</sub>	Апт-альб	Цюань Тоу	Красноцветная глинисто-песчаная Красноцветная глинистая Пестроцветная глинистая Красноцветная туфогипсоносная	65–128 451–872 212–417 356–651	Иммерсионный
	Готерив-баррем	Дэн Лоу Ку	Массивных песчаников Пестроцветная песчанистая Пестроцветная глинистая Базальная конгломератовая	134–212 250–621 309–700 119–220	
		Ин Чен Цзы	Вулканогенная Угленосная песчано-конгломератовая	3000	Рифтогенный
		Ша Хэ Цзы	Угленосная песчаная Угленосная глинистая туфоносная		
		Ао Бао Та	Базальная аргиллитовая		
Берриас-валанжин	Тао Нань	Вулканогенная Андезитовая			
J <sub>2-3</sub>		Бай Чен (Хошилинь)	Сероцветная вулканогенно-песчанистая		

осадочными породами. Пик вулканической деятельности с излиянием риолитов зафиксирован лишь в интервале 130–110 млн лет.

Процесс рифтообразования в пределах Сунляо Гэ Жуфен с соавторами [49] связывают с растяжением термокупола, возникшего за счет расслоения литосферы, обусловившим образование разнонаправленных впадин. Наиболее крупные из них располагались по периферии бассейна: на западе – рифт Нэнь-цзян-Байчен, на востоке – Итун-Илань, а на севере – Сюнькэ-Тели, фланги которых наращивались в долготном направлении за пределами Сунляо.

**В иммерсионный этап** сформировался средний – платформенный – структурный этаж бассейна Сунляо, представленный меловыми отложениями свит Цюань Тоу, Цинь Шань Коу, Яо Цзя и Нэнь Цзян (табл.), включающий основные нефтегазоносные комплексы. Это главный депрессионный этап в развитии бассейна, с которым связано резкое расширение площади седиментации с 150 до 200 тыс. км<sup>2</sup>. Оно происходило за счет вовлечения в прогибание северного и западного обрамления бассейна при общем наклоне осадочной линзы с севера на юг. На северной его половине в составе платформенного ком-

плекса формировались пролювиальные и аллювиальные образования [2, 17], которые веерообразно расширяясь к югу дают представление не только о расположении областей сноса, но и указывают на направление магистральных водотоков сопредельной с севера территории. Далее к югу аллювиальные образования сменяются осадками дельт, а затем – озерными фациями [2], среди которых в коньякском ярусе установлены базальты [53].

Указанные особенности флювиальных процессов обусловили весьма пестрый состав перемежающихся пород рассматриваемого комплекса: красноцветных, сероцветных песчано-глинистых образований с горючесланцевыми разновидностями, мощность которых колеблется от первых десятков до 500 м, при общей мощности – 600–4000 м (табл.). Осадочный чехол максимальной мощности бассейна Сунляо расположен в его южной половине, с отчетливо выраженными зонами погружения Ци Цзя, Гу Лун, Чан Линь, Шань Цзяо (рис. 2). В пределах их, во время формирования свиты Нэнь Цзян, происходило накопление глубоководных озерных осадков, богатых органическими остатками (черные глины, аргиллиты), мощность которых достигает 1100 м.

Динамическая обстановка иммерсионного этапа характеризуется чередованием эпох опускания и воздымания, которые сменялись примерно через 15–20 млн лет и обуславливали колебательный режим развития бассейна, что привело к изменчивым (компенсированным и некомпенсированным) условиям седиментации. На поздней стадии иммерсионного этапа размер бассейна уменьшился на 10 %.

**Третий – инверсионный – этап** охватывает вторую половину позднего мела (свиты Сы Фан Тай и Мин Шуй), кайнозой (свиты И Ань, Дай Ань, Тай Кан) и четвертичные отложения (табл.). Но следует отметить, что первые признаки инверсии проявились в конце нэньцзянского времени, обусловленные процессами сжатия с востока и юго-востока. Это привело к нарушению целостности в верхних слоях свиты, образованию прогиба (складки) в центре бассейна, эрозии поверхности и смещению области седиментации в северо-западном направлении. Дальнейшее усиление напряженности в миншуйское время привело к формированию новых инверсионных структур в форме грабенов северо-северо-восточного направления не только в юго-восточном, но также в центральном и западном участках бассейна. Следует отметить, что инверсия структур в восточной и, вероятно, южной частях бассейна протекала более интенсивно, чем в западной, воздымание которых нача-

лось уже в начале инверсионного этапа, что обусловило высокую степень их эрозии.

В северной части бассейна Сунляо на поверхности выявлено 167 локальных структур, а по шести сейсмическим горизонтам – 450. Структуры делятся на конседиментационные и постседиментационные. В южной части бассейна в среднем структурном этаже развиты преимущественно конседиментационные структуры, а выше – преимущественно постседиментационные (новообразованные). Конседиментационные и субсеквентные структуры вытянуты в северо-северо-восточном направлении. Структуры восточной части бассейна выражены отчетливее. Они образовались раньше, чем западные, и подверглись более сильным дислокациям.

В целом рассматриваемый этап характеризуется резким сокращением площади аккумуляции и локальным накоплением пестроцветных и сероцветных песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов, общая мощность которых колеблется от 0 до 1600 м. Ареалы их развития резко смещены к северо-западной и северо-восточной периферии бассейна, где в разрезе проявляются эффузивы кислого состава и базальтоиды неогенового и четвертичного возраста [6, 27]. Вдоль обрамления бассейна эти породы образуют вулканические поля и субвулканические тела, северо-восточного и субширотного направления, в виде положительных инверсионных сооружений, возникших на заключительной стадии этапа. Эти движения привели к формированию разломно-блоковых структур, важнейшее из которых – Сунью-Хинганское широтное поднятие, возникшее вдоль системы разломов Намуэрхэ, разделившее Зейско-Буреинский бассейн и Сунляо [36, 38, 39].

Завершающий – инверсионный – этап развития бассейна Сунляо привел к существенным преобразованиям его структуры. Если ранее, в рифтогенный и иммерсионный этапы, бассейн формировался в виде крупного осадочного тела, наклоненного с севера на юг, то в позднем мелу и кайнозое процессы инверсии обусловили воздымание восточной и юго-восточной его окраины с образованием структуры с обратным – западным и северо-западным – падением.

**Глубинное строение бассейна Сунляо.** Наиболее полно оно изучено на трансрегиональном геофизическом профиле геотрансекта Маньчжурия–Суйфэнхэ, где выполнен комплекс магнитных, гравитационных, сейсмических, геотермических, геоэлектрических (МТЗ) исследований земной коры и литосферы [54]. По результатам этих исследований построены тепловые, сейсмические, плотностные, геоэлектрические и магнитные модели и охарактери-

зованы мезозойско-кайнозойские тектоно-стратиграфические комплексы [21].

На основании измерений теплового потока, содержания радиоактивных элементов и других данных рассчитаны теплогенерация, теплопроводность земной коры, геотемпература на поверхности Мохо, мощность литосферы. Среднее значение теплового потока бассейна Сунляо составляет  $69.9 \text{ мВт/м}^2$ , соседних Дахинганского вулканогенного пояса –  $40.2 \text{ мВт/м}^2$ , Цзямусы-Буреинского массива –  $46.5 \text{ мВт/м}^2$ . На профиле Маньчжурия–Суйфэньхэ установлено обратное соотношение величины теплового потока и мощности земной коры – чем тоньше кора, тем выше тепловой поток [54]. Слоистая структура земной коры геотермического разреза по профилю Маньчжурия–Суйфэньхэ сочетается с купольным распределением геотермических параметров, особенно ярким в структуре геоизотерм. Купол геоизотерм, соответствующий аномалии теплового потока  $80\text{--}84 \text{ мВт/м}^2$ , приходится на сдвиговый разлом (рифт) Итун-Илань в восточном борту бассейна, где наблюдается минимальная мощность земной коры (29 км) в районе г. Харбин.

По результатам сейсмогравитационного моделирования, В.Я. Подгорным [26] построены плотностные модели по профилю Маньчжурия–Суйфэньхэ в трех вариантах: однослойная литосфера, двухслойная (земная кора, литосферная мантия), многослойная. Наиболее четко плотностная структура литосферы бассейна представлена на двухслойной модели: земная кора пониженной плотности, литосферная мантия – повышенной, астеносфера – преимущественно пониженной.

Геоэлектрический разрез по профилю Маньчжурия–Суйфэньхэ характеризуется сложным слоисто-блоковым строением. Наибольший интерес вызывают две аномалии пониженного электрического сопротивления. Одна из них в земной коре на глубине 20–30 км протягивается вдоль всего разреза в виде узкой полосы мощностью 5 км. Природа ее не установлена. Другая отвечает впадине Сунляо и характеризуется мощной зоной 40 км низкого сопротивления интенсивностью 20–50 Ом·м. Внутреннее строение ее не изучено из-за экранирования верхним проводящим слоем. Аномалия прослежена по обрамлению вмещающих толщ на контактах с породами бассейна.

Используя комплекс геофизических данных, в структуре фундамента на профиле Маньчжурия–Суйфэньхэ можно выделить пять элементов (с запада на восток): Хинган, Суннень (Сунляо), Чжангуанцай, Цзямусы, Ханкай [54]. Они разделены глубинными

разломами, соответственно: Нэньцзян, Цзяи, Муданьцзян, Дунми.

Вдоль профиля Маньчжурия–Суйфэньхэ проведены гравиметрические и магнитометрические работы. При измерениях использовались высокоточные гравиметры CG-3 и протонные магнитометры. Характеристика аномалий дана по четырем участкам, отвечающим блокам Хинганскому, Сунляо, Чжангуанцаю и гравитационной ступени, разделяющей блоки Хинганский и Сунляо. Первый участок характеризуется в целом отрицательным гравитационным полем. Оси локальных аномалий ориентированы в северо-восточном и северо-восток-восточном направлении. От следующего блока Сунляо он отделен Дахинган-Тайхан-Улинской гравитационной ступенью, в пределах изучаемой площади – ступенью Большого Хингана. Ступень четко выражена зоной горизонтального градиента силы тяжести интенсивностью более  $0.5 \text{ мГл/км}$ . Простираение локальных аномалий северо-восток-восточное. Гравитационная ступень отвечает Дахинганскому вулканогенному поясу шириной 120 км. Пояс фиксируется повышенным магнитным полем. Блок Чжангуанцай в гравитационном поле характеризуется преимущественно пониженным гравитационным полем  $-10\text{--}40 \text{ мГл}$ , на фоне которого выделяются интенсивные положительные аномалии силы тяжести.

Сопоставление карты магнитных аномалий масштаба 1:5 000 000 со схемой теплового потока [19] позволяет выделить субширотную зону отрицательных магнитных аномалий, вытянутую от г. Харбин на запад вдоль р. Сунгари (р. Суньхуа). Она совпадает с зоной теплового потока  $40\text{--}60 \text{ мВт/м}^2$ .

На картах мощности земной коры и литосферы, построенных нами совместно с китайскими геофизиками, бассейн Сунляо четко выделяется пониженными значениями этих параметров [6].

Сейсмический профиль пересекает ряд крупных разломов, отраженных в аномалиях геофизических полей. Отметим следующие: Дербугань на западе профиля и Хайлар – северо-восточного, Большехинганский – северо-восток-восточного направлений; Нэньцзян (Нони) четко фиксируется на всех геолого-геофизических картах, обрамляя бассейн Сунляо с запада, Цзяи – система коровых разломов; Муданьцзян – субмеридиональный – на севере продолжается субмеридиональным Западно-Туранским разломом на территории России. Итун-Илань обрамляет бассейн Сунляо с востока. Это левосторонний сдвиг в мезозое и правосторонний – в кайнозое.

### ЗЕЙСКО-БУРЕИНСКИЙ БАССЕЙН

Зейско-Буреинский бассейн занимает северную часть ВАКРП. Формирование его, в отличие от Сунляо, связано с конечной стадией коллизии в процессе столкновения южной окраины Сибирской платформы с Амурским композитным массивом после закрытия Монголо-Охотского палеоокеана [5, 36]. Эти процессы привели к образованию в средней юре–раннем мелу крупнейшего на Дальнем Востоке широтного сооружения, высокая динамическая подвижность которого, с одной стороны, создала региональный перекоп земной поверхности с севера на юг, а с другой – обусловила образование систем депрессий северо-восточного направления, далеко выходящих за границы будущего Зейско-Буреинского бассейна [43, 44].

Формирование Зейско-Буреинского бассейна так же, как и Сунляо, происходило в три этапа: рифтогенный (средняя юра–ранний мел), платформенный (поздний мел–палеоцен) и неотектонический (эоцен–квартер). Нефте- и газопроявления известны только в пределах южной части Зейско-Буреинского бассейна. Большинство их установлено в меловых глинистых и вулканогенных породах, реже в песчаниках. В результате анализа нефтяных эмульсий из скважины, пробуренной в с. Васильевка (Белогорский прогиб), и масляной фракции нафтидов, они классифицируются как нафтеново-метановые нефти с примесью ароматических углеводородов. Состав газов из мезозойских отложений Зейско-Буреинского бассейна азотно-углекислый, азотно-метановый и метановый. Они установлены при бурении скважин на юге Зейско-Буреинского бассейна [23, 33, 35, 40, 45 и др.]. Кроме этого, в последние годы на южной – правобережной – части бассейна, расположенной в КНР, в широтной полосе между г. Благовещенск и Малым Хинганом в меловых породах установлены нефтяные сланцы [50].

**Рифтогенный этап** в бассейне привел к формированию Приамурской, Зейско-Селемджинской, Екатеринославской и Архаринской депрессионных систем, выполненных среднеюрскими и нижнемеловыми породами. Первые из них характеризуют начальную стадию этапа с накоплением в грабенах преимущественно пролювиальных образований (конгломератов, песчаников), сформированных в обстановке контрастного сочленения с ограничивающими их Большехинганским, Туранским (Буреинским), Амуро-Мамынским, Благовещенским, Завитинско-Майкурским поднятиями (рис. 1, 3).

Раннемеловая эпоха – главная стадия рифтогенного этапа в Зейско-Буреинском бассейне, с которой

связано формирование “пестрого” по составу комплекса, сложенного эффузивами основного, среднего, кислого состава и терригенными образованиями итикутской и поярковской свит (более 1600 м) [30, 32]. Вулканиды наиболее широко развиты вдоль западного и восточного обрамления бассейна. На первом из них они образуют протяженные поля смешанного состава (от риолитов до базальтов), вытянутые вдоль Амура от с. Кольцово (52° с.ш.) до г. Благовещенск и далее, глубоко проникая в КНР до района г. Бэйань [5]. Эффузивы на этих участках контролируются системой Нижнезейского и Дэду-Даанского разломов близмеридионального и северо-восточного направления и в целом формируют крупную региональную вулканогенную структуру – Верхнеамурский вулканический пояс.

Широко распространены вулканиды среднего и кислого состава и на восточной окраине Зейско-Буреинского бассейна, слагая поля, установленные на протяжении 400 км в близмеридиональном направлении от верховья р. Селемджи до устья р. Буреи и далее – на территорию КНР – вплоть до р. Сунгари [5, 33]. Указанный вулканический пояс, названный Притуранским, контролируется Западно-Туранской и Муданьцзянской системами разломов.

Данные геохронологических исследований последних десятилетий показывают, что формирование вулканидов итикутской и поярковской свит связано с двумя событиями мезозойского магматизма восточной окраины Евразийского континента. Первое из них фиксируется датами 119–115 млн лет, второе – 108–105 млн лет [30].

Терригенные породы главной стадии рифтогенного этапа совместно с эффузивами слагают чехол Зейско-Селемджинской, Екатеринославской и Архаринской депрессионных зон, которые прослеживаются в южном направлении и в последние десятилетия изучены китайскими геологами на правобережье Амура. В широтной полосе от Благовещенска до Малого Хингана выделен Сунью-Цзяиньский бассейн в составе трех близмеридиональных депрессий (с запада на восток): Сунью, Чжаньхэ и Цзяинь, разделенных поднятиями Маоланьхэ и Фужао [48]. Образование этих депрессий в берриассе и барреме связано с растяжением вдоль разломов (сдвигов) северо-восточного направления и накоплением осадочных и вулканических пород кислого состава (более 1500 м) формации Ниньякунь.

В пределах указанных прогибов в апте сформировалась формация Таоцыхэ с комплексом грубокластических аллювиально-делювиальных образований (от 150 до 1700 м), в кровле которых развиты угли.

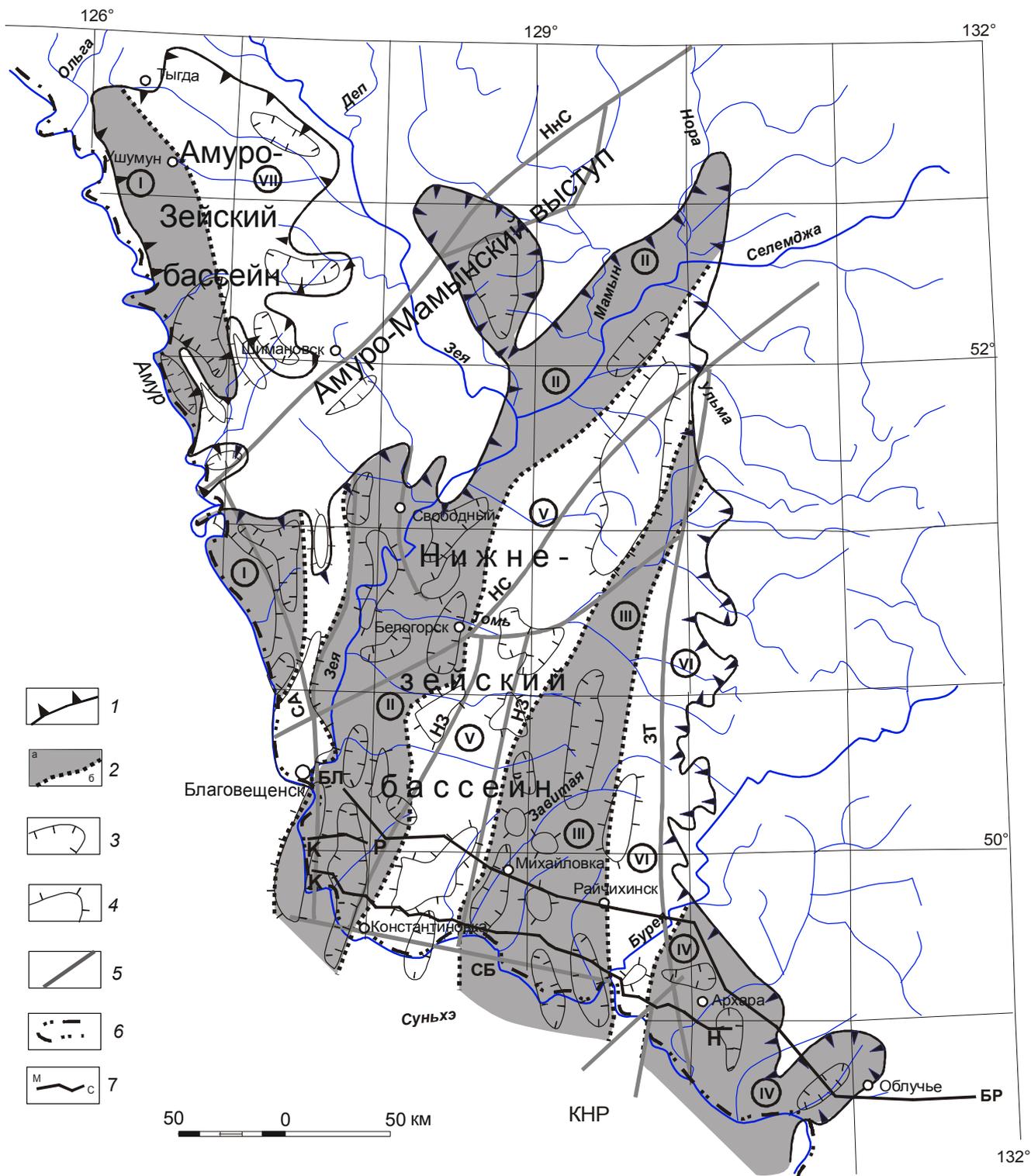


Рис. 3. Тектоническая схема Зейско-Буреинского бассейна (по [6, 18, 33]).

1 – границы Зейско-Буреинского бассейна, включающего Нижнезейский и Амуро-Зейский бассейны; 2 – границы отрицательных (а) и положительных (б) структур III порядка в составе Амуро-Зейской (Ушумунской) и Нижнезейской областей прогибания (II порядка); 3–4 – границы прогибов и поднятий IV порядка; 5 – разломы: СБ – Суньхэ-Бирский, НЗ – Нижнезейский, СА – Среднеамурский, НС – Нэньцзян-Селемджинский, НнС – Нинни-Сагаянский, ЗТ – Западно-Туранский; 6 – граница Российской Федерации; 7 – профили МТЗ: К-Р – Красное-Рошино, БЛ-БР – Благовещенск-Биракан, К-Н – Корфово-Новосергеевка. Цифры на схеме. Депрессионные зоны III порядка: I – Приамурская; II – Зейско-Селемджинская; III – Екатеринославская; IV – Архаринская. Положительные структуры III порядка: V – Завитинско-Майкурская; VI – Притуранская; VII – Тыгдинская.

Осадконакопление формации происходило в стадию погружения с быстрым разрастанием бассейнов, которое прекратилось в альбе–сеномане – во время тектонической инверсии, обусловившей воздымание депрессии.

Прослеживая распространение этих бассейнов по геологическим картам на юг (включая вулканы), можно с уверенностью утверждать, что на рифтогенном этапе (средняя юра–ранний мел) ВАКРП представлял собой единую систему. Подтверждением этому может служить “эффект” наклона земной поверхности с севера на юг, обусловивший сток поверхностных вод в этом направлении магистральными водотоками – палео-Амуром, палео-Зеей, палео-Завитой [6, 33, 36].

**Платформенный этап.** История развития Зейско-Буреинского бассейна в позднем мелу–палеоцене связана с формированием надрифтовых впадин и межрифтовых поднятий. Седиментация в это время происходила в пределах котловин, в условиях контрастных форм сопряжения озерно-аллювиальных равнин с внешними Большехинганским, Туранским горно-складчатыми сооружениями и пологими – с внутренними поднятиями – Амуро-Мамыньским, Благовещенским, Завитинско-Майкурским холмогорными возвышенностями. В это время был сформирован комплекс турон-кампанских, маастрихтских и палеоценовых отложений [28].

Начальная стадия преобразования в турон-кампане Приамурской, Зейско-Селемджинской, Екатеринославской и Архаринской рифтогенных структур происходила в обстановке сжатия и “регрессии” осадочного бассейна при низких темпах прогибания (2–18 м/млн лет) и высокой динамической активности горно-складчатых сооружений внешнего обрамления бассейна [28, 31, 32]. Этой стадии отвечают накопления завитинской свиты (более 500 м), которую слагают песчаники, алевролиты, глины, гравелиты и конгломераты. Отличительными особенностями ее являются: преобладание в разрезе глин и алевролитов, серая и темно-серая окраска отложений, наличие пестроцветов в кровле разреза, карбонатность пород, обилие пресноводной фауны, бедность растительными остатками, хорошая степень окатанности и сортировки материала. Подобные признаки характерны для формаций (свит) Юнаньцунь и Тайпинлинчан, развитых в бассейне Сунью-Цзяин, и в пределах впадины Сунляо.

Последующая, средняя стадия (маастрихт) платформенного развития бассейна отражает обстановку расширения области седиментации до уровня рифтогенного этапа в условиях более высоких темпов про-

гибания (от 7 до 37 м/млн лет), с вовлечением в прогибание внутренних положительных структур. В центральной части бассейна формировались терригенные отложения, выделяемые в цагайскую свиту (более 300 м). Нижние горизонты ее сложены песчаниками, а верхние – преимущественно глинами, часто с прослоями туфов. В предгорье Малого Хингана маастрихтские отложения содержат костеносный горизонт рептилий, известный в бассейнах Сунью-Цзяин и Сунляо в формации Юйлянцзы [43].

В финальную стадию формирования платформенного комплекса, на рубеже позднего мела и палеогена, произошли существенные изменения общей геодинамической обстановки региона, возникшие в результате сжатия со стороны Тихоокеанского сегмента [5]. Сформированные в это время отложения выделены авторами в дармаканскую свиту, сложенную в нижних частях разреза песками, гравелитами, галечниками (10–100 м), а в верхних – пачками чередования песков, алевролитов, глин и бурых углей с прослоями туфов (10–80 м). Финальная стадия развития платформенного этапа в Зейско-Буреинском бассейне существенно не менялась и на правобережье Амура, где верхние горизонты (маастрихта и дания) представлены схожими по составу и строению формациями Фужао и Уюнь [50].

Оценивая динамику заключительной стадии платформенного этапа, необходимо отметить, что в начале его (в мелу) скорость прогибания бассейна составляла 40 и более м/млн лет, а в конце (палеоцене) сократилось до 3.3–11.3 м/млн лет [30].

В целом платформенный этап развития бассейнов Зейско-Буреинского и Сунляо характеризуется резким снижением (по сравнению с рифтогенным) контрастности и скорости прогибания равнинно-платформенных областей при сохранении рисунка древней гидросети. В Приамурской депрессионной зоне позднемеловой руслово-пойменный комплекс четко фиксирует долину палео-Амура, а в Зейско-Селемджинской и Екатеринославской зонах, соответственно, – палео-Зей и палео-Завитой, что свидетельствует о высокой степени их устойчивости.

В **неотектонический этап** существующие ранее структуры Зейско-Буреинского бассейна в процессе колебательных движений были преобразованы в морфоструктуры современного облика. Наиболее важные события – это образование широтных и северо-западных структур, существенно осложнившее меридиональный стиль мезозойского региона, связанных с напряжением сжатия с юго-востока [50]. Крупнейшие из них – Сунью-Хинганское, Амуро-Мамыньское и Умлеканское поднятия [38]. Первое из них отчленило рассматриваемый бассейн от Сунляо, второе –

разделило Зейско-Буреинский бассейн на Нижнезейский и Амура-Зейский, третье – отделило последний от Среднезейского прогиба. Указанные события изменили гидрологический режим бассейна Амура. Прекратился отток поверхностных вод в Сунляю и началось затопление Зейско-Буреинской равнины, которое продолжалось до позднего миоцена – прорыва Амуром Малого Хингана [36, 38].

В составе неотектонического этапа выделяются несколько стадий: эоцен-олигоценовая, миоценовая, плиоцен-эоплейстоценовая и плейстоцен-голоценовая [43]. Первая из них в райчихинское и мухинское время характеризовалась условиями сжатия, что привело к резкой “регрессии” бассейна и накоплению песчано-гравийно-глинистых осадков (10–40 м), преимущественно в локальных структурах. В олигоцене, в условиях растяжения, началось расширение области седиментации с формированием преимущественно песчаных отложений. Схожая геодинамическая обстановка существовала и в миоценовой, и плиоцен-эоплейстоценовой стадиях. В это время произошло формирование комплекса озерно-болотных фаций – песчано-глинистых угленосных отложений (до 90 м) бузулинской и песчано-гравийных отложений (до 100 м) сазанковской и белогорской свит. И, наконец, в среднем плейстоцене–голоцене началось общее поднятие Зейско-Буреинской равнины. Произошло врезание рек и формирование в долинах пяти уровней надпойменных террас с нормальной или пониженной мощностью аллювия. Амплитуда поднятия территории Зейско-Буреинской равнины за послелебелогорское время составляет 100–150 м [43].

**Глубинное строение Зейско-Буреинского бассейна** исследовано на сейсмических профилях Тында–Амурзет и Свободный–Комсомольск. По результатам этих работ построены плотностные и геотермические модели [9]. В 2010 и 2011 гг. сотрудниками ИТиГ и ИГИП ДВО РАН выполнены совместные геоэлектрические наблюдения методом магнитотеллурических зондирований (МТЗ) на трех субширотных профилях, расположенных на крайнем юге Зейско-Буреинского бассейна (с севера на юг): Благовещенск–Биракан, Красное–Рощино, Корфово–Новосергеевка (рис. 3). По всем перечисленным профилям построены геоэлектрические разрезы.

Сейсмический профиль Тында–Амурзет проходит в северо-западном направлении и охватывает большую часть бассейна, а субширотный профиль Свободный–Комсомольск – лишь западное и южное обрамление. На указанных профилях Зейско-Буреинский бассейн характеризуется, по сейсмическим данным, мощностью земной коры в 38–40 км. Значения мощности литосферы, рассчитанные по геотерми-

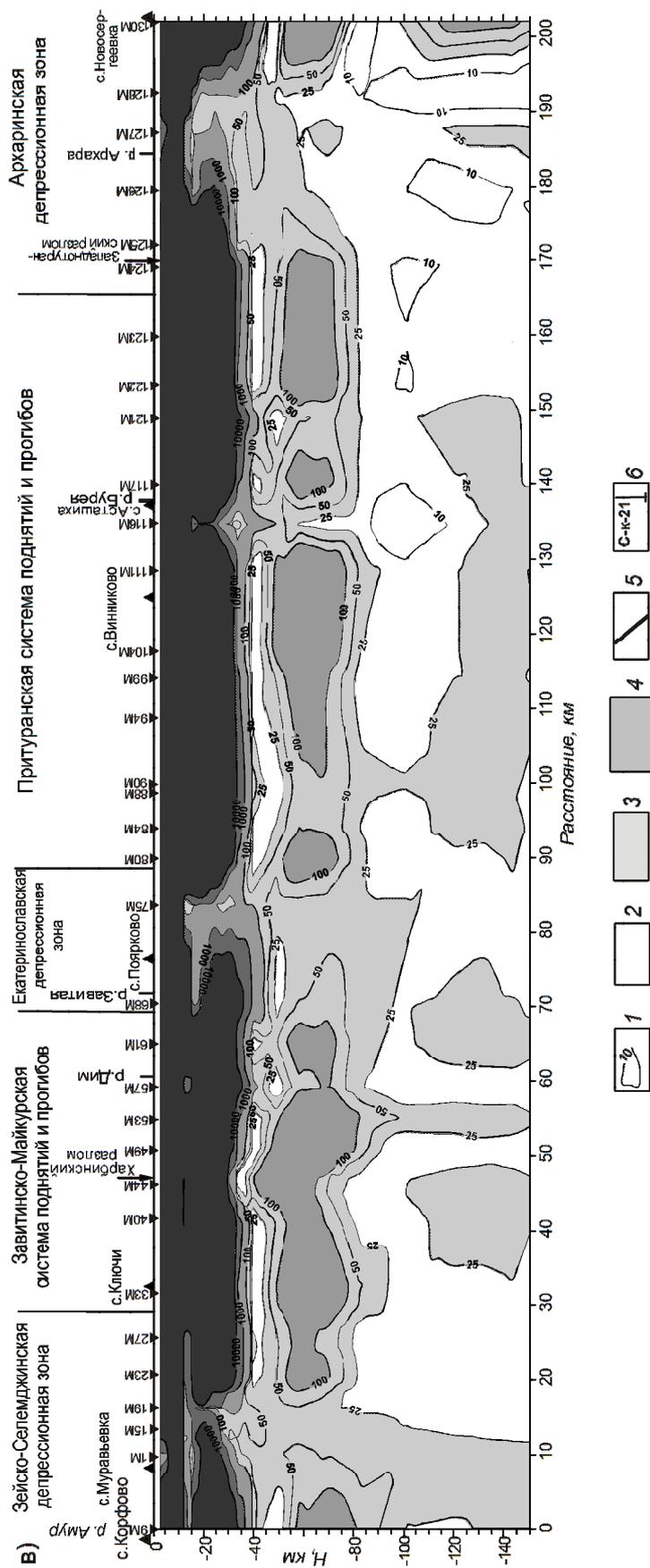
ческим и геоэлектрическим МТЗ измерениям, расходятся. В первом случае мощность литосферы повышена до 130–140 км, литосферной мантии – 90–100 км, во втором – мощность литосферы сокращена до 80–90 км. Плотностной разрез литосферы, по результатам сейсмогравитационного моделирования, характеризуется пониженной плотностью и повышенной мощностью литосферной мантии, соответственно, 3.27 г/см<sup>3</sup> на фоне 3.30 г/см<sup>3</sup> и 90–100 км. Этот плотностной разрез Зейско-Буреинского бассейна очень похож на такой же разрез Нижнеамурского золоторудного района. Это, наряду с россыпной золотоносностью, может свидетельствовать о наличии коренной золотоносности и в Зейско-Буреинском бассейне.

Геотермические характеристики Зейско-Буреинского бассейна, по имеющимся ограниченными данным, резко отличаются от таковых бассейна Сунляю [9]. Тепловой поток не превышает 50 мВт/м<sup>2</sup> (40–47 мВт/м<sup>2</sup>), геотемпература на поверхности Мохо – 590–600°С. Радиогенная составляющая теплового потока превышает мантийную (30 мВт/м<sup>2</sup> против 14 мВт/м<sup>2</sup>), в Сунляю наоборот: мантийная – 42 мВт/м<sup>2</sup>, радиогенная – 23 мВт/м<sup>2</sup>. В то же время, оба бассейна характеризуются сходными значениями гравитационного и магнитного полей. Структура гравитационного поля полосовая с локальными аномалиями внутри полос, отвечающими рифтогенным впадинам и грабенам, заполненным осадочно-вулкано-генным материалом. Интенсивность аномалий небольшая –10÷+15 мГл. Магнитное поле Зейско-Буреинского бассейна знакопеременное мозаичного типа. Рифтогенные прогибы обладают дифференцированной полосовой структурой. Распределение аномалий согласуется с тектонической схемой на рис. 3.

Взаимосвязь геологических и геофизических характеристик четко проявлена на геоэлектрических разрезах: рифтогенные зоны и в них прогибы фиксируются пониженными значениями геоэлектрических сопротивлений 10–100 Ом·м и повышенной мощностью осадочных отложений 2–3 км и более.

Геоэлектрические разрезы Благовещенск–Биракан, Красное–Рощино, Корфово–Асташиха–Новосергеевка (рис. 4 а, в) построены в двух вариантах: глубиной 3 км (шаг замеров – 1 км) и 150 км (шаг замеров – 5 км). Верхняя часть разреза земной коры изучена наиболее детально. На профилях Корфово–Асташиха и Красное–Рощино четко выделяются депрессионные зоны и прогибы пониженным сопротивлением 10–100 Ом·м: Екатеринославская рифтогенная зона и в ней Михайловский прогиб, Асташихинский прогиб в Притуранской системе и Зейско-Селемджинская зона с Лермонтовским прогибом.





**Рис. 4.** Геолого-геофизические модели литосферы Зейско-Буреинского осадочного бассейна.

На рис. а, в: 1 – изолинии геоэлектрических сопротивлений на разрезах, в Ом-м.

На рис. б: 2 – породы платформенного этапа (песчаники, алевролиты, глины, конгломераты, гравелиты, галечники); 3 – породы рифтогенного этапа (вулканы основного, среднего, кислого состава, конгломераты, песчаники, габброкlastические образования); 4 – породы докембрийского фундамента; 5 – разрывные нарушения; 6 – буровые скважины (на линии разреза и спроецированные).

Мощность осадочного чехла в Лермонтовском и Михайловском прогибах превышает 3 км, в остальных – 1.5–2.0 км. На этих же разрезах отмечается двухслойное строение осадочного чехла, связанное с образованиями рифтогенного и платформенного этапов (рис. 4 б).

Не менее интересно строение глубинной части геоэлектрических разрезов. Тектоническая природа разреза Благовещенск–Биракан рассмотрена нами ранее [36], где структура литосферы объяснена моделью андерплейтинга. Мощность литосферы на этом профиле составляет 80–100 км. На профиле Корфово–Новосергеевка (рис. 4 в) четко выражен электропроводящий слой в подошве земной коры на глубине 40–45 км. От этого слоя наблюдается подъем электропроводящих масс в районе Лермонтовского, Михайловского, Асташихинского прогибов, и особенно хорошо он выражен в Архаринском прогибе. Мощность литосферы на профиле – 75–80 км, электрическое сопротивление – 200–500 Ом·м. Сопротивление геоэлектрического разреза астеносферы – 10–30 Ом·м.

Иная геодинамическая обстановка наблюдается на севере Амуро-Зейского осадочного бассейна, подтвержденная геолого-геофизическими данными. Расположенная здесь Среднезейская впадина отличается от Зейско-Буреинского бассейна высоким значением теплового потока (до 82 мВт/м<sup>2</sup>) и превышением мантийной составляющей над радиогенной. Эта структура примыкает к Янкано-Тукурингро-Джагдинскому поднятию. Интересно отметить, что Верхнезейский бассейн, расположенный севернее, за пределами поднятия, также обладает высокими значениями теплового потока (до 90 мВт/м<sup>2</sup>) и превышением мантийной составляющей над коровой. Указанные бассейны по сейсмическим признакам перспективны на нефтегазоносность [1].

Следовательно, геотермические характеристики (высокие значения теплового потока и геотемператур, превышение мантийной составляющей над коровой) являются обязательным условием перспектив нефтегазоносности рифтогенных бассейнов, независимо от присутствия других критериев (влияние движения литосферных плит). Другим фактором, снижающим перспективы нефтегазоносности Зейско-Буреинского бассейна, наряду с низкими значениями теплового потока, можно считать повышенную мощность земной коры, которая в контурах бассейна достигает 40 км.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопросы эволюционного развития и глубинного строения крупнейших на Дальнем Востоке молодых

платформ во многом взаимосвязаны. При однотипном заложении этих структур, преимущественно на герцинидах Лунцзян-Селемджинского пояса, в дальнейшем процессы рифтогенеза в одном случае (Сунляо) были связаны с деформацией (растяжением) термального купола и образованием разнонаправленных рифтовых впадин, а в другом (Зейско-Буреинский бассейн) – с конечной стадией коллизии Сибирской платформы с Амурским композитным массивом. Несмотря на эти различия, указанные процессы обеспечили общность (единство) рифтогенной системы ВАКРП: обстановка морфоструктурного перекося с севера на юг, клавишное внутреннее строение бассейнов с чередованием депрессий и приподнятых структур, длительное существование магистральных водотоков со стоком поверхностных вод в долготном направлении.

Последующий – платформенный – этап развития бассейнов протекал в условиях различных геодинамических обстановок. В Зейско-Буреинском бассейне начало его связано с условиями сжатия в результате аккреции с востока, а в Сунляо – в обстановке крупномасштабного “охлаждения”. В бассейне Сунляо этот этап продолжался с апта по коньяк, а в Зейско-Буреинском – с турона по маастрихт. Мощность платформенных образований в первом бассейне составляет около 4000 м, а во втором – немногим более 1000 м. Эти особенности отчетливо подчеркивают существование общего падения осадочных линз обоих бассейнов с севера на юг.

Наиболее существенные различия в развитии бассейнов Сунляо и Зейско-Буреинского связаны с инверсионными процессами неотектонического этапа. Процессы сжатия в Северо-Восточном Китае с востока и юго-востока обусловили воздымание окраины Сунляо со смещением в этом направлении области аккумуляции и формирования целого ряда положительных структур северо-восточного и субширотного направления: Сунью-Хинганского, Амуро-Мамынского, Умлеканского и др. Первая из них разделила Зейско-Буреинский бассейн и впадину Сунляо, вторая, соответственно, Амуро-Зейский и Нижнезейский, а третья – Амуро-Зейский и Среднезейский бассейны.

Морфоструктурные изменения на границе Сунляо и Зейско-Буреинского бассейнов в кайнозой изменили и рисунок гидросети, перекрыв доступ поверхностных вод на юг. Началось затопление Зейско-Буреинской равнины, которое продолжалось до позднего миоцена – прорыва водотоками системы Амура Малого Хингана. В дальнейшем, Зейско-Буреинский бассейн вступил в фазу колебательного развития, в которой осушение и подъем аллювиальной равнины наступил в кварте-

ре. Началось врезание в ее поверхность водотоков. Возник современный облик Приамурья.

Отчетливо выражены различия в строении литосферы и положении кровли астеносферы бассейнов Сунляо и Зейско-Буреинского. Различаются геотермические характеристики бассейнов. В Сунляо тепловой поток высокий (более 70 мВт/м<sup>2</sup>), а его мантийная составляющая выше коровой (радиогенной), в Зейско-Буреинском бассейне тепловой поток ниже – 50 мВт/м<sup>2</sup>, а коровая составляющая выше мантийной.

Мощность земной коры в Зейско-Буреинском бассейне выше, чем в Сунляо, соответственно, 38–42 км и 29–34 км, при мощности литосферы, соответственно, 110–140 км и 50–75 км. И лишь на юге Зейско-Буреинского бассейна, вблизи границы его с бассейном Сунляо, по геоэлектрическим данным, наблюдается сокращение мощности литосферы до 80 км. Увеличение мощности литосферы в Зейско-Буреинском бассейне, возможно, связано с влиянием коллизионных процессов у восточной окраины Азии, обеспечивающих модель андерплейтинга, как это показано на геоэлектрическом разрезе по профилю Благовещенск–Биракан [37].

Указанные различия имеют важное значение для оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов. К такому же выводу китайские геологи пришли [52] при рассмотрении нефтегазоносности рифтогенных зон Восточного Китая позднего мезозоя–кайнозоя, которые считают, что учет комбинации глубинных литосферных процессов и взаимодействия литосферных плит (Тихоокеанской, Евразийской и Индийской) способствует оценке перспектив нефтегазоносности рифтогенных зон Восточной Евразии.

Результаты сопоставления эволюции и глубинного строения бассейнов Сунляо и Зейско-Буреинского свидетельствуют, что они близки по целому ряду характеристик: строению, мощности чехла, электрическому сопротивлению выполняющих их отложений, слоистой структуре, сокращенной мощности геоэлектрической литосферы и др. Это позволяет перспективно оценивать нефтегазоносность отдельных отрицательных структур последнего, в частности Лермонтовского, Дмитриевского, Михайловского, Екатеринославского, Архаринского прогибов.

Проведенные исследования позволили оценить не только перспективы нефтегазоносности Зейско-Буреинского осадочного бассейна, но и возможное увеличение роли пород фундамента бассейна в рудной золотоносности.

Работа выполнена при поддержке программы фундаментальных исследований Президиума РАН, Отделения Наук о Земле и РФФИ–ДВО РАН

(проекты 12-И-П27-03, 12-И-П27-08, 12-И-0 ОНЗ-02, 11-05-98510р-восток) и проекта 12-И-А-08-187 “Глубинное строение и геодинамика мезозойско-кайнозойских рифтогенных структур зоны перехода континент-океан в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского тектонических поясов”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булин Н.К., Вольский А.С. Региональный прогноз потенциальной нефтегазоносности области сочленения Центрально-Азиатского и Восточно-Азиатского рифтогенных поясов по глубинным геофизическим критериям // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 3–13.
2. Ван Цзюнь. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности бассейна Сунляо, КНР: Дис.... канд. геол.-минер. наук. М., 1994. 108 с.
3. Ван Цзюнь. Современная структура и история формирования нефтегазоносного бассейна Сунляо // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1996. № 3. С. 53–61.
4. Гарецкий Р.Г. Тектоника молодых платформ Евразии // Труды ГИН. Вып. 226. М.: Наука, 1972. 300 с.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Под ред. акад. РАН А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
6. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000: Объясн. зап. / Под ред. Л.И. Красного. СПб; Благовещенск; Харбин, 1999. 135 с.
7. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 332 с.
8. Горбачев И.Ф., Тимофеев А.А. Стратиграфия меловых отложений Зей-Буреинской впадины // Геология и палеогеографические условия формирования мезозойско-кайнозойских континентальных впадин южной части Дальнего Востока. М.: Наука, 1965. С. 94–106.
9. Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я. Геотермические разрезы земной коры области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 5. С. 630–647.
10. Горошко М.В., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф. Желтулакский разлом: глубинное строение, эволюция, металлогения // Литосфера. 2010. № 6. С. 38–54.
11. Григоренко Ю.Н., Маргулис Л.С., Анидиева Т.А. и др. Пути развития прогноза и освоения углеводородных ресурсов Дальнего Востока России // Нефтегазовая геология на рубеже веков. Прогноз, поиски, разведка и освоение месторождений: Докл. юбилейной конф. СПб: ВНИГРИ, 1999. Т. 3. С. 112–116.
12. Игнатова В.А. Сравнение геодинамических моделей и нефтегазоносности бассейнов Дальнего Востока России и Юго-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 29, № 2. С. 27–42.
13. Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Сейсмогеодинамика Алдано-Станового блока // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 1. С. 5–17.
14. Каплун В.Б. Геоэлектрические модели литосферы // Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. С. 94–102.
15. Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутри-

- континентальных рифтовых бассейнов Восточной Азии: Сунляо и Амура-Зейский // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 33–54.
16. Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на востоке России с глобальными событиями // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 3–20.
  17. Кириллова Г.Л. Позднемезозойские-кайнозойские осадочные бассейны континентальной окраины юго-восточной России: Геодинамическая эволюция, угленосность и нефтегазоносность // Геотектоника. 2005. № 5. С. 62–82.
  18. Лишневицкий Э.Н. О строении поверхности фундамента Нижне-Зейской впадины // Геотектоника. 1968. № 5. С. 62–71.
  19. Лысак С.В. Термальная эволюция, геодинамика и современная активность литосферы Китая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 963–977.
  20. Лю Цзяци. Относительно формирования и эволюции континентальной рифтовой системы в Северо-Восточном Китае // Scientia Geologica Sinica. 1989. P. 210–216 (Пер. с кит.).
  21. Лю Чжаоцзюнь, Кириллова Г.Л., Чжан Синьчжоу, Ван Сыминь. Мезозойско-кайнозойские тектоно-стратиграфические комплексы в зоне трансекта Маньчжурия-Суйфэнхэ и прилегающей территории как отражение геодинамической эволюции региона // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 36–45.
  22. Минеральные месторождения Китая / Сост. В.П.Федорчук. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. С. 104–115.
  23. Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков / И.А. Васильев, В.П. Капанин, Г. П. Ковтонюк и др. Благовещенск: Изд-во “Зея”, 2000. 168 с.
  24. Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (сопоставительный анализ) / В.А. Буряк, Ю.И. Бакулин, В.Я. Беспалов и др. Хабаровск, 1998. 245 с.
  25. Петухов А.В., Тимофеев А.А. Строение и типы локальных поднятий Зейско-Буреинской впадины (в связи с поисками нефти и газа) // Нефтегазовая геология и геофизика. Информация ВНИИОЭНТ, 1966. № 12.
  26. Подгорный В.Я. Плотностной разрез по профилю Маньчжурия-Суйфэнхэ // Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 2010. С. 66–72.
  27. Рассказов С. В., Чувашова И. С., Лиу Я. и др. Соотношения компонентов литосферы и астеносферы в позднекайнозойских калиевых и калинатровых лавах провинции Хэйлунцзян, Северо-Восточный Китай // Петрология. 2011. Т. 19, № 6. С. 599–631.
  28. Решение IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990): Объясн. зап. к стратиграф. схеме. Хабаровск: ХГГПИ, 1994. 124 с.
  29. Соколов Б.А. Роль раздвиговых движений при формировании структуры и нефтегазоносности платформ // Тектоника меловых платформ. М., 1984. С. 3–9.
  30. Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород Восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса (Приамурье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 4. С. 473–485.
  31. Сорокин А.П. История геолого-геоморфологического развития Зейско-Буреинской впадины в мезозое и кайнозое: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1972. 25 с.
  32. Сорокин А.П. Морфоструктуры и кайнозойские россыпи золота Приамурья. М.: Наука, 1990. 105 с.
  33. Сорокин А.П., Глотов В.Д. Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1997. 304 с.
  34. Сорокин А.П., Сорокин А.А. Эволюция мезозойско-кайнозойских осадочных бассейнов Приамурья и закономерности формирования горючих полезных ископаемых // Материалы II Всерос. металлоген. совещ. “Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления”. Иркутск, 1998.
  35. Сорокин А.П., Артеменко Т.В., Дун Циншуй, Чжу Цзеньвэй. Корреляция мезозойских нефтематеринских отложений Зейско-Буреинского бассейна и впадины Сунляо // Геологические исследования в Амурской области: Материалы к Амур. конф., посвящ. 300-летию геол. службы России. Благовещенск, 2000. С. 100–102.
  36. Сорокин А.П., Махинов А.Н., Воронов Б.А. и др. Эволюция бассейна Амура в мезозое-кайнозое и ее отражение в современной динамике рельефа // Вестн. ДВО РАН. 2010. № 3. С. 72–80.
  37. Сорокин А.П., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Сорокина А.Т. Новые данные о глубинном строении, тектонике, минерации Зейско-Буреинского бассейна // Докл. РАН. 2011. Т. 439, № 6. С. 780–783.
  38. Сорокин А.П., Рождествина В.И., Кузьминых В.М. и др. Мезозойско-кайнозойские коллизионные и аккреционные геологические процессы на Восточной окраине Центрально-Азиатского складчатого пояса (структурные преобразования и особенности минерации) // Геологические процессы в обстановке субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Всерос. конф. с междунар. участием, 20–23 сентября, 2011 г., Владивосток. Владивосток: ДВГИ, Дальнаука, 2011. С. 377–379.
  39. Сорокина А.Т., Сорокин А.П., Серов М.А., Попов А.А. Разломно-блоковые структуры восточной окраины Амурской литосферной плиты, их сейсмичность и флюидный режим // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 1. С. 16–29.
  40. Стратегия развития топливно-энергетического потенциала Дальневосточного экономического района до 2020 г. / Отв. ред. А.П. Сорокин. Владивосток: Дальнаука, 2001. 112 с.
  41. Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 143 с.
  42. Сурков В.С. Особенности формирования Урало-Сибирской молодой платформы в неогене // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 8. С. 754–761.
  43. Флора и динозавры на границе мела и палеогена Зейско-Буреинского бассейна. Владивосток: Дальнаука, 2001. 162 с.
  44. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 358 с.
  45. Шатков Г.А., Бабаева А.О., Максимовский В.А., Пуринг В.В. Тафрогенный комплекс Амура-Зейской депрессии и перспективы его рудоносности // Тихоокеан. геология. 1984. № 3. С. 54–67.

46. Яншин А. Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ // Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965. С. 7–18.
47. Cao Chengrun, Cao Lin. Crust Structures and Tectonic Evolution of Northeast China in Mesozoic // Jour. Geosci. Res. NE Asia. 1999. V. 2, N 2. P. 166–171.
48. Cao C. R., Bai L. A., Zhang Y.J.. Tectono-sedimentary evolution of Sunwu-Jiayin basin in NE China // Proceedings of 2009 Int'l Symposium on Geosciences in Northeast Asia / Ed. Sun G. & Zhang Y. Changchun, 2009. P. 57–58.
49. Ge Rongfeng, Zhang Qing Long, Wang Liangshu et al. Tectonic evolution of Songliao basin and prominent tectonic regime transition in Eastern China // Геол. обзор. 2010. № 2. С. 180–195.
50. Goo Y. F., Wang P. J., Wang G. D. et al. Potential K/T boundary in Songliao Basin evolution // Proceedings of 2009 Int'l Symposium on Geosciences in Northeast Asia / Ed. Sun G. & Zhang Y. Changchun, 2009. P. 55–56.
51. Liu Z.H., Wang P. Structural features and evolution of southern Song-Liao Basin // Proceedings of 2009 Int'l Symposium on Geosciences in Northeast Asia / Ed. Sun G. & Zhang Y. Changchun, 2009. P. 44.
52. Ren Jianye, Tamaki et al. Late Mesozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas // Tectonophysics. 2002. N 344. P. 175–205.
53. Wang P. J., Gao Y.F., Ren Y.G. et al. Coniacian basalt in the Songliao Basin: Discovery and implication for basin evolution // Proceedings of 2009 Int'l Symposium on Geosciences in Northeast Asia / Ed. Sun G. & Zhang Y. Changchun, 2009. P. 41–42.
54. Yang Baojun, Mu Shimin, Jin Xu, Liu Car. Synthesized study on the geophysics of Manzhouli-Suifenhe geoscience transect, China // Acta geophysica Sinica. 1996. V. 39, N 6. P. 771–781. (in Chinese).

*Рекомендована к печати А.Н. Диденко*

*A.P. Sorokin, Yu.F. Malyshev, V.B. Kaplun, A.T. Sorokina, T.V. Artemenko*

### **Main features of the evolution and deep structure of the Zeya-Bureya and Songliao sedimentary basins (East Asia)**

The features of the evolution and deep structure of the Songliao and Zeya-Bureya basins are examined. The basin formation covered three stages including the riftogenic, platform and neotectonic ones. During the first stage (Middle Jurassic – Early Cretaceous), a uniform near-meridional riftogenic system was formed, whereas at the second stage (Late Cretaceous), oil source deep lacustrine sediments enriched in organic remains originated, whose maximum thickness attaining to 1100 m was determined for the Songliao basin. At the neotectonic stage, significant distinctions occurred in the basin development associated with the formation of transverse-latitudinal structures. The latter separated the basins and changed the hydrological regime resulting in cessation of the surface water discharge from the Zeya-Bureya basin to the Songliao basin.

The differences in the deep structure of the basins are also strongly pronounced. High heat flow values more than 70 mW/m<sup>2</sup> are typical of the Songliao basin, and its mantle heat flow component is higher than the crustal one, as compared to the Zeya-Bureya basin (below 50 mW/m<sup>2</sup>). In comparison with the Songliao basin, the crustal thickness in the Zeya-Bureya basin varies from 38 to 42 km and 29–34 km, accordingly, while the lithosphere thickness reaches 110–140 km and 50–75 km, respectively. The southern part of the Zeya-Bureya basin, which is close to the Songliao basin by its electrical resistivity values, is the only exception.

The above indications are rather significant for estimating prospects for oil and gas content in the riftogenic zones. It has been established that in order to evaluate the prospects for oil and gas content of the sedimentary basins or their segments it is necessary to take into account the following two factors: 1) the influence of the lithospheric plates and the associated collision processes, and 2) anomalies of the deep structure of the lithosphere (high heat flow values, reduced thickness of the crust and the lithosphere). In this connection, the oil and gas content of the structures located mainly in the southern areas of the Zeya-Bureya basin, particularly, the Lermontovka, Dmitrievka, Mikhailovka, Ekaterinoslavka and Arkhara troughs, have been estimated by the authors as promising.

**Key words:** Zeya-Bureya Basin, Songliao Basin, riftogenic, platform and neotectonic stages, crust, lithosphere, heat flow, conductivity, oil and gas content.