

**СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ФРАГМЕНТОВ МЕЗОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ
ОКРАИНЫ ВОСТОКА АЗИИ: ПРОГИБОВ КЫНДАЛСКОГО (БУРЕИНСКИЙ БАССЕЙН,
РОССИЯ) И СУЙБИН (БАССЕЙН САНЬЦЗЯН, КИТАЙ)**

Е.П. Развозжаева, Г.Л. Кириллова, П.Н. Прохорова

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

Поступила в редакцию 8 мая 2014 г.

Сделан сравнительный анализ двух фрагментов позднемеозойской континентальной окраины – прогибов Кындальского в России и Суйбин в Китае на основе современных геолого-геофизических данных. Приводятся сеймостратиграфические модели и истории осадконакопления прогибов, на основе которых показано их сходство и различие. Общие черты отражают глобальные события на Восточно-Азиатской окраине. В обоих прогибах накопилась мощная угленосная преимущественно терригенная толща, перспективная на обнаружение залежей углеводородов. Сделан предварительный вывод, что обстановка для сохранности углеводородов в Кындальском грабене благоприятнее, чем в прогибе Суйбин.

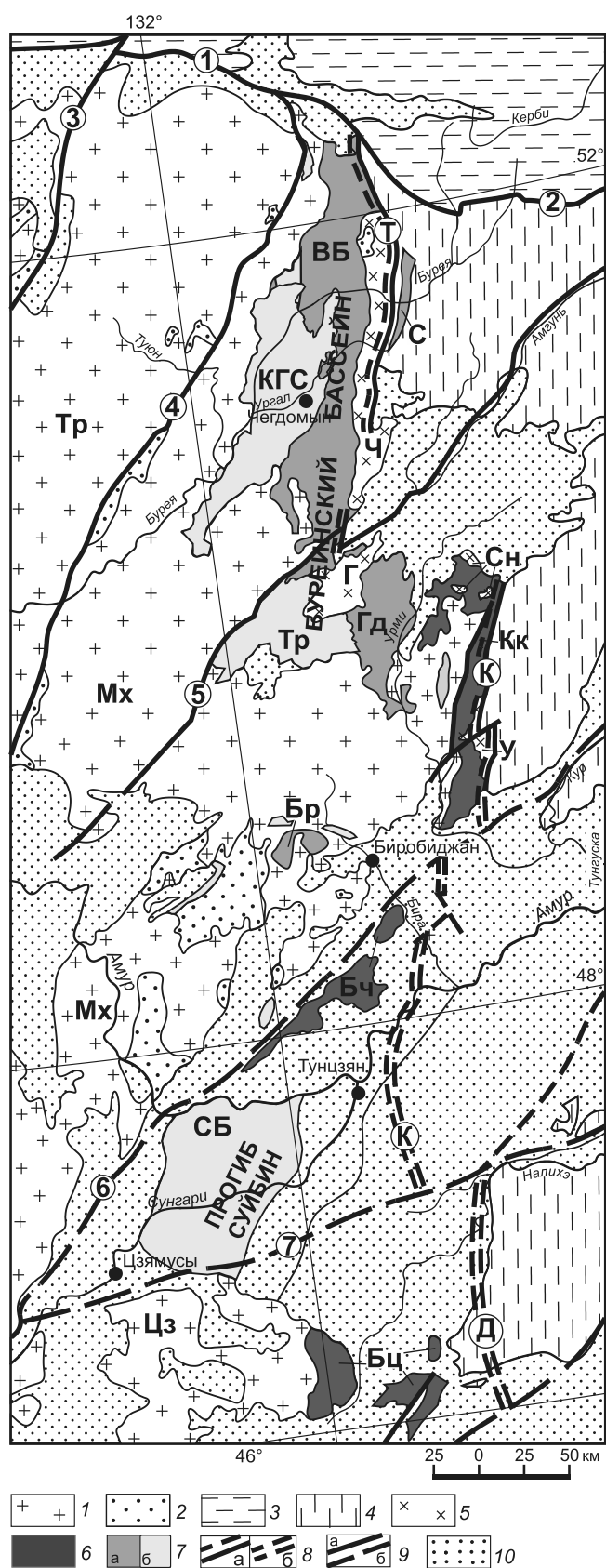
Ключевые слова: континентальная окраина, тектоно-стратиграфическая единица, мегасеквенс, сейсмический профиль, отражающий горизонт, сейсмофация, бэкстриппинг-анализ, Восточная Азия.

ВВЕДЕНИЕ

Континентальные окраины, несмотря на связанные с ними огромные ресурсы нефти и газа, все еще остаются недостаточно хорошо изученными, что отмечалось на международном симпозиуме, посвященном этой проблеме [17] и в специальном выпуске журнала «Basin Research» (v. 26, № 1, 2014). В большой степени это относится и к Восточно-Азиатской окраине. Тем не менее, на территории России и Китая появляются новые данные, позволяющие реконструировать ее строение и историю развития в палеозое и мезозое. Для объяснения процессов на континентальной окраине широко используются события в зоне конвергенции Евразийской и Тихоокеанской плит, несомненно влияющие на ее астеносферную и коровую структуру [15, 18].

В процессе детального изучения крупного нефтегазоносного бассейна Сунляо в рамках международных проектов (в том числе проекта глубокого континентального бурения в Китае), а также более мелких бассейнов на границе России и Китая (в частности Саньцзян-Среднеамурского) появились новые материалы и идеи относительно мезозойской истории развития этого региона. Ранее считалось, что разрез

в бассейне Сунляо начинается с меловых отложений [14], и лишь в самых глубоких трогах выделялись нерасчлененные юрские отложения, но ныне доказаны в его основании нижнеюрские алевриты и черные сланцы мощностью более 1000 м [24]. Появились новые публикации по бассейну Саньцзян – юго-западному продолжению Среднеамурского осадочного бассейна [20–23]. Саньцзян состоит из двух прогибов: Суйбин – на западе и Цяньцзинь – на востоке (рис. 1, 2). Суйбин по времени и месту образования сопоставим с Кындальским прогибом (Кындальской грабен-синклиналью) Буреинского бассейна – они формировались в юрско-меловое время на Восточно-Азиатской континентальной окраине (рис. 1). Прогиб Суйбин изучен региональными сейморазведочными профилями, несколькими скважинами, в том числе глубокими, имеются нефтепроявления. В Кындальском прогибе региональные и детальные сейморазведочные работы проведены в наиболее погруженной его части – Кындальском грабене, где пробурено пять глубоких скважин и открыто небольшое газовое месторождение (см. рис. 6, 7). Представляется возможность сравнить эти структуры для уточнения мезозойской истории эволюции континентальной окраины и оценки углеводородного потенциала.



На основе сейсморазведочных работ, увязанных с данными бурения глубоких скважин, и другой геологической информации дана сеймостратиграфическая модель, описана тектоника и предположительная эволюция этих структур, что позволило выявить их общие черты и различия. Анализировались кривые тектонического погружения, полученные в результате бэкстрипинг-процедуры. Проведен сравнительный анализ физических свойств осадочных пород, поскольку такие параметры, как пористость, отражательная способность витринита, характеризуют степень катагенеза пород, а, следовательно, степени зрелости и сохранности углеводородов.

Источником информации по китайскому бассейну явились материалы, собранные в процессе работы по совместным проектам, направленным на изучение пограничных бассейнов, и опубликованные данные. По Буреинскому бассейну использованы геолого-геофизические материалы, проработанные авторами при написании монографии по этому бассейну [1].

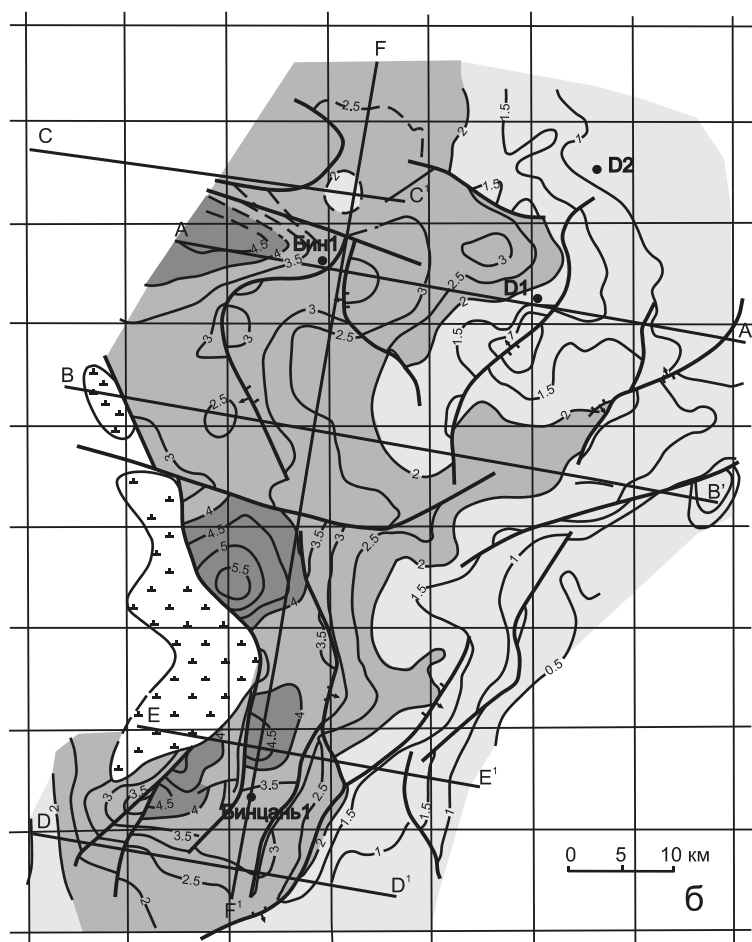
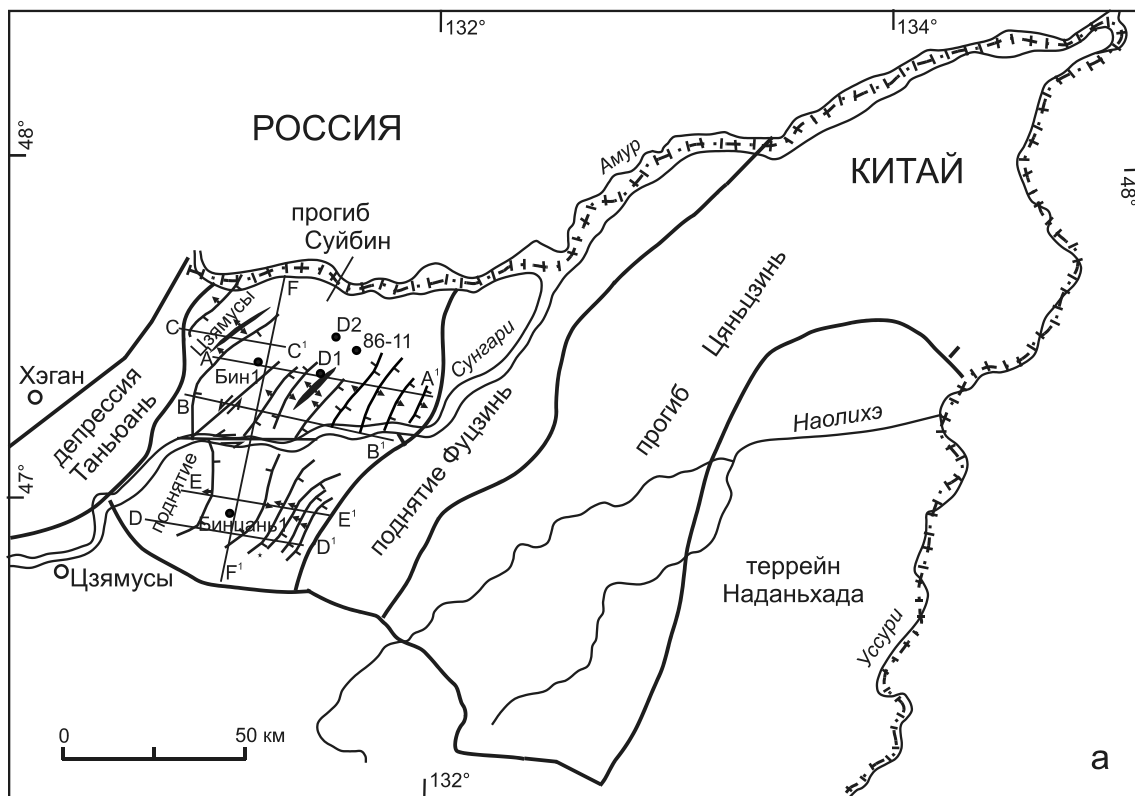
ПРОГИБ СУЙБИН

Сеймостратиграфическая модель

Прогиб Суйбин вытянут в северо-восточном направлении и ограничен с запада поднятием Цзямусы, с востока – поднятием Фуцзинь (рис. 2 а). Мощность осадочных отложений в погружениях достигает 5.5 км, сокращаясь до 1 км на поднятиях (рис. 2 б). О внутреннем строении прогиба можно судить по поперечным и продольным сейсмическим разрезам (рис. 3). В осадочном выполнении прогиба выделено

Рис. 1. Структурная схема зоны сочленения Буреинско-Цзямусы-Ханкайского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы (по [5] с дополнениями и изменениями).

1 – Буреинский массив, блоки: Тр – Туранский, Мх – Малохинганский, Цз – Цзямусы; 2 – фрагменты чехла массива; 3 – Монголо-Охотская складчатая система; 4 – Сихотэ-Алинская складчатая система; 5 – краевое поднятие, блоки: Ч – Чегдомынский, Г – Гуджальский, Сн – Сынчугинский, У – Улькунский; 6 – Урмийский краевой прогиб, впадины: Кк – Куканская, Бч – Большечуркинская, Бц – Баоцин; 7 – Буреинский краевой прогиб: а – впадины, сложенные морскими верхнетриасово-юрскими отложениями: ВБ – Верхнебуреинская, С – Сивакская, Гд – Гуджикская, Бр – Бирская; б – среднеюрско-меловые впадины преимущественно континентального генезиса: КГС – Кындальская грабен-синклиналь, Тр – Тырминская, Сб – Суйбин; 8 – краевые швы, выходящие на поверхность (а), скрытые (б) (буквы в кружках): Т – Тастахский, К – Куканский, Д – Дахэджэн; 9 – глубинные разломы (цифры в кружках), а – выходящие на поверхность, б – скрытые: 1 – Южно-Тукурингский, 2 – Пауканский, 3 – Сюгдулкинский, 4 – Мельгинский, 5 – Хинганский, 6 – Харпийский, 7 – Наолихэ; 10 – поздне меловые и кайнозойские вулканогенно-осадочные формации.



- | | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |

Рис. 2. Упрощенная структурная схема осадочного бассейна Саньцзян (а) и прогиба Суйбин (б) (по материалам Института нефтяной геологии и бассейнового анализа Цзилиньского университета и по [11, 21]).

1 – границы структурных единиц; 2 – скважины; 3 – линии сейсмопрофилей; 4 – выходы фундамента на поверхность; 5 – изопахиты поверхности фундамента; 6 – сбросы; 7 – сдвиги; 8 – антиклинали; 9 – взбросы и надвиги; 10 – прочие разломы.

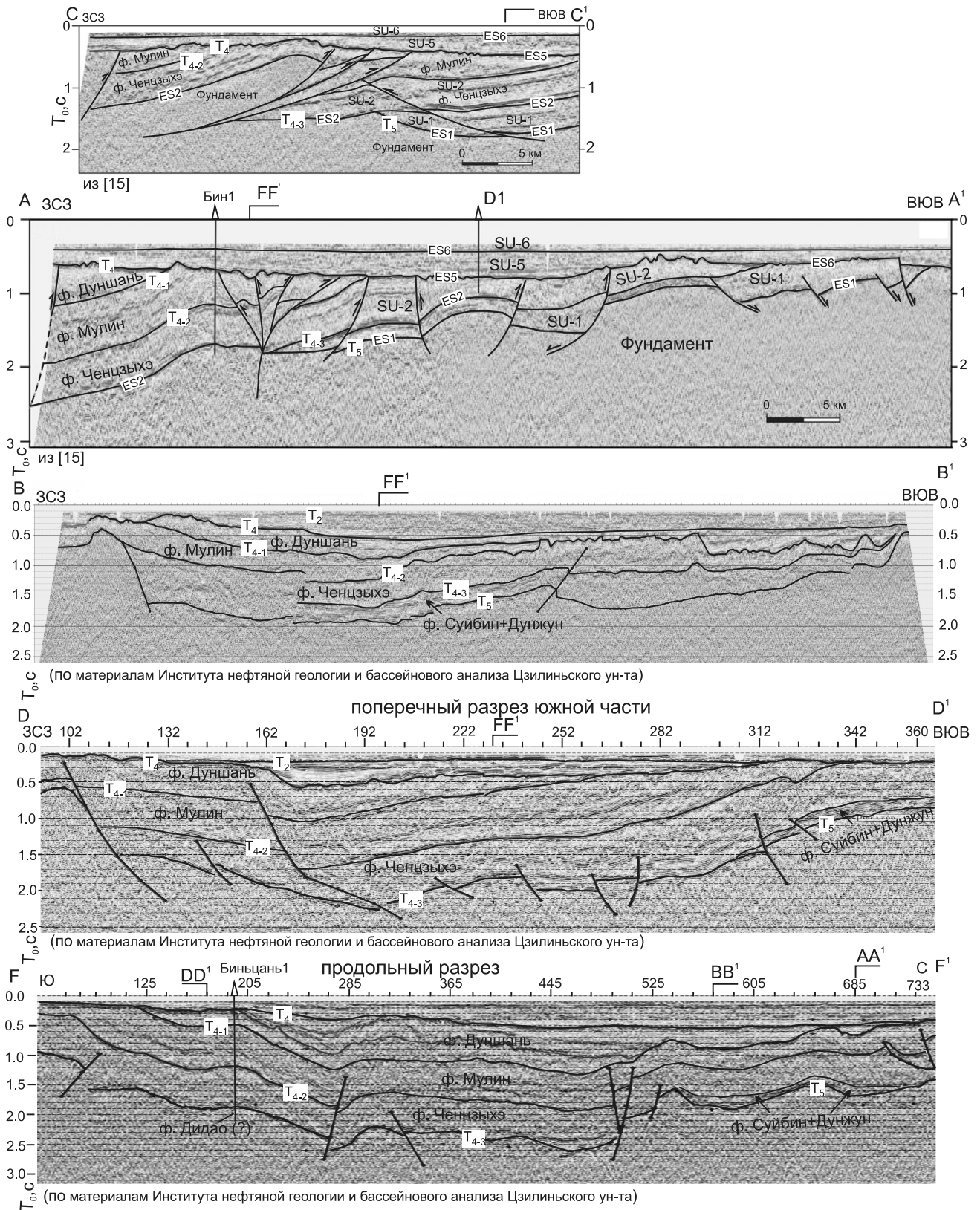


Рис. 3. Поперечные и продольный сейсмические разрезы, характеризующие строение прогиба Суйбин (по материалам Института нефтяной геологии и бассейнового анализа Цзилинского университета и [21]).

Положение сейсмических профилей показано на рис. 2 (разрез по сейсмическому профилю E-E' не приведен ввиду плохого качества печатной копии). Пояснения в тексте.

несколько тектоно-стратиграфических единиц (SU), разделенных поверхностями несогласий (ES) [21], к которым на сейсмических разрезах приурочены основные отражающие горизонты (Т). Следует заметить, что о стратиграфии юрско-меловых отложений в китайской литературе существуют противоречивые мнения. В своей работе мы использовали данные, взятые из последних опубликованных источников [20, 21] (рис. 4).

Тектоно-стратиграфический комплекс SU-1 – (келловей–берриас [21], келловей–валанжин [20]) включает формации (ф.) Суйбин и Дунжун, вскрытые скважинами D2 и 86-11 (рис. 2), суммарной мощностью 424 м. Они сложены темно-серыми, серыми, светло-серыми, зеленовато-серыми и зелеными тонко-среднезернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллита [20]. На сейсмических разрезах комплекс SU-1 выделен на севере прогиба Суйбин (рис. 3, разрезы С-С¹, А-А¹, В-В¹). Выдержанные субпараллельные отражения комплекса SU-1 интерпретируются как фации мелкого моря, невыдержанные отражающие горизонты – как прибрежно-морские фации. На юге прогиба Суйбин комплекс SU-1 диагностируется протяженными среднеамплитудными отражениями небольшой мощности (рис. 3, разрез D-D¹). Сверху комплекс ограничен отражающим горизонтом Т_{4,3}, снизу – Т₅ (рис. 3). Отражающий горизонт Т₅ (кровля фундамента) распознается на сейсмических разрезах, в основном, как граница, ниже которой отражения отсутствуют. SU-1 не выдержан по мощности, что связано с его частичным размывом [21]. Наибольшие мощности (~500 м) наблюдаются в северо-восточной части прогиба (рис. 3, разрез А-А¹, В-В¹).

Тектоно-стратиграфический комплекс SU-2 (готерив–альб) включает неморские угленосные отложения формаций Дидао, Ченцзыхэ, Мулин и Дуншань. Границами комплекса являются отражающие горизонты Т_{4,3} и Т₄ (рис. 3). Граница Т_{4,3} между SU-1 и SU-2 может быть и яркой, и неявной в зависимости от того, какими сейсмофациями представлены пограничные формации. Угловых несогласий между юрскими и меловыми формациями не зафиксировано [20]. Предполагается лишь небольшой перерыв в валанжине [21].

Формация Дидао сложена в основном темно-серыми аргиллитами и алевролитами, средне- грубозернистыми песчаниками с прослоями вулканических пород. Для нее характерна дельтовая обстановка осадконакопления [10]. Есть мнение, что неморская ф. Дидао на юго-западе прогиба Суйбин замещает морскую ф. Дунжун на северо-востоке [10], но оно нуждается в дополнительном обосновании. По некоторым дан-

ными [10], ф. Дидао вскрыта параметрической скв. Бинцань 1, в более поздней статье [22] ф. Дидао в скв. Бинцань 1 не показано. И на сейсмическом разрезе, пересекающем эту скважину, ф. Дидао не выделена (рис. 3, разрез F-F¹). Вероятнее всего, она распространена южнее прогиба Суйбин, как это следует из палеогеографических схем конца прошлого века.

Формации Ченцзыхэ и Мулин сложены темно-серыми до черного аргиллитами, серовато-зелеными аргиллитами и алевролитами, светло-серыми тонко-, средне- и грубозернистыми песчаниками и алевролитами, угольными слоями [20]. Они считаются перспективными с точки зрения нефтегазоносности [11]. Для времени накопления ф. Ченцзыхэ реконструируются фации подводной аллювиальной равнины с мелкими озерами и меандрирующими реками. Сейсмофации, отвечающие этим отложениям, не имеют протяженных отражающих границ. Как правило, эта формация характеризуется короткими отражениями средней или низкой амплитуды, волнистой или хаотической конфигурации.

В период отложения ф. Мулин площадь озера увеличилась. Для этого времени реконструируется глубокое озеро с подчиненным развитием речных и дельтовых отложений. Это период самого высокого стояния уровня воды в бассейне. В волновом поле для ф. Мулин характерны протяженные параллельные и субпараллельные отражения. Достаточно уверенно прослеживается отражающая граница Т_{4,2} между формациями Ченцзыхэ и Мулин. Ископаемые остатки ф. Мулин и Ченцзыхэ апт-раннеальбского (главным образом аптского) возраста свидетельствуют о солонатоводном режиме осадконакопления [20].

В период формирования ф. Дуншань, залегающей выше, уровень воды в бассейне падает, озера мелеют. Ф. Дуншань сложена эффузивно-осадочными отложениями. Для нее характерно переслаивание темно-серых туфов, туфобрекчий, базальтов, долеритов с песчаниками и аргиллитами [20]. Граница между формациями Мулин и Дуншань отмечается на сейсмических разрезах отражающим горизонтом Т_{4,1}.

Комплекс SU-2 распространен значительно шире (в бассейнах Хэган, Танюань, Цяньцзинь и др.), но в погружениях прогиба Суйбин имеет максимальные мощности ~ 4–4.5 км. На сейсмических разрезах (рис. 3) видно, что комплекс SU-2 испытал значительные тектонические деформации, причем влияние разломной тектоники в северной части более значительное, чем в южной.

Позднемеловой тектоно-стратиграфический комплекс SU-3 (сеноман–коньяк) в прогибе Суйбин отсутствует. Кайнозойские отложения представлены

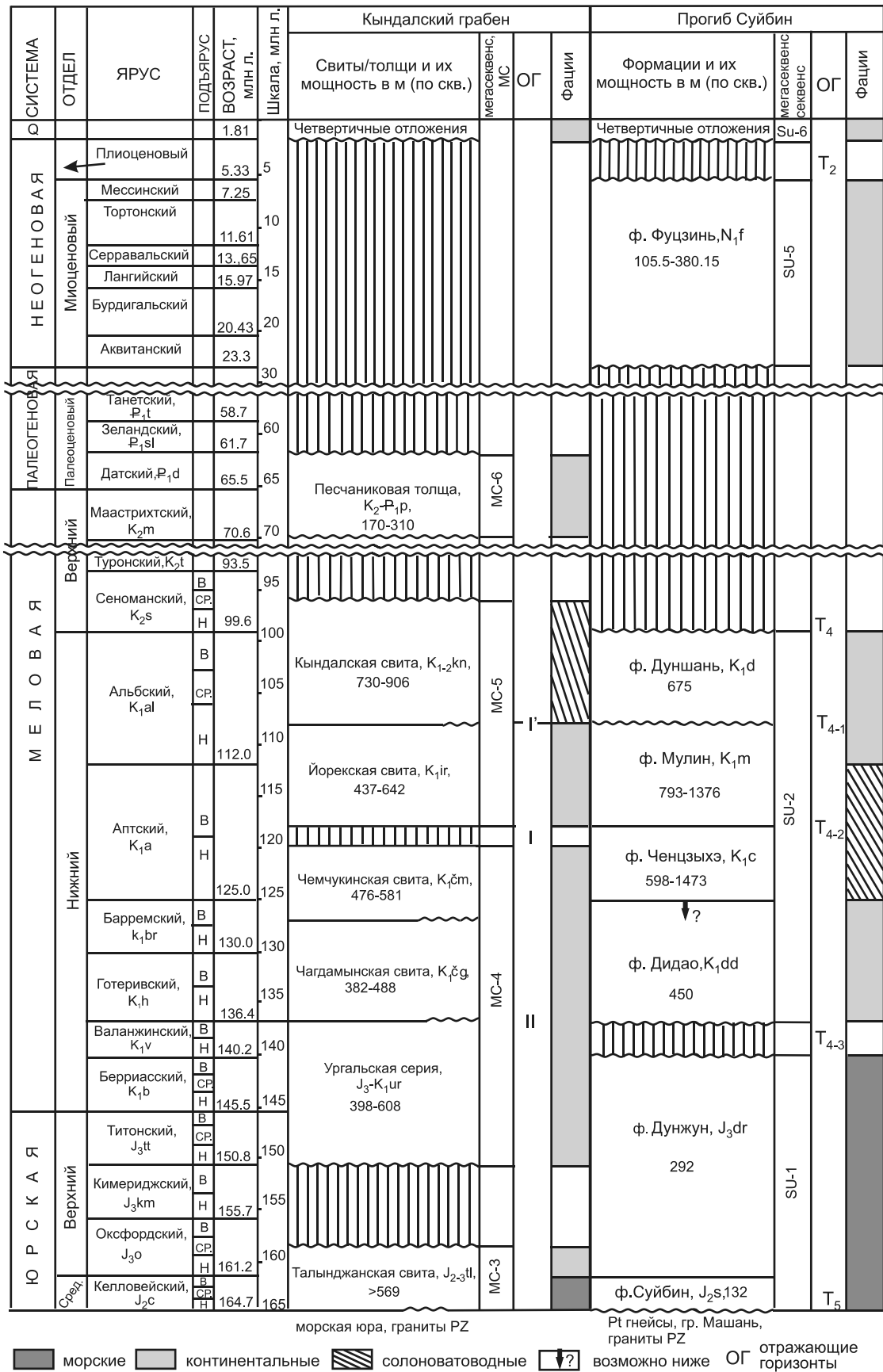


Рис. 4. Схема стратиграфической корреляции осадочных отложений Кындальского грабена [1] и прогиба Суйбин [20, 21].

комплексами SU-4, SU-5 и SU-6. Рифтогенный эоцен-олигоценый комплекс SU-4 (ф. Баоцюаньлин) распространен фрагментарно, в пределах отдельных грабен, и на площади прогиба Суйбин практически отсутствует. Миоценовый комплекс SU-5 и четвертичный SU-6 выделяются на всех сейсмических разрезах (рис. 3). Они плащеобразно перекрывают мезозойские комплексы.

Тектоника и эволюция

История осадконакопления прогиба Суйбин изложена в работах [11, 21], где в качестве исходных взяты сейсмические профили, расположенные в южной и северной частях прогиба, соответственно (рис. 2, разрезы E-E¹, A-A¹). Рассмотрим историю развития прогиба Суйбин на примере разреза A-A¹, расположенного в северной части прогиба (рис. 3). Для ее восстановления использована методика построения сбалансированного разреза (рис. 5.1) и последовательной его реконструкции по программе Geosec2D [21] (рис. 5.2). Полученные результаты предполагают следующий сценарий эволюции прогиба Суйбин. Морская трансгрессия, начавшаяся в келловее, и рифтинг, приведший к активизации северо-восточных разломов Тан-Лу, явились причиной образования прогиба Суйбин [19, 21]. Море вдоль разломов проникло далеко на сушу, образовался морской залив, в котором отлагались осадки формаций Суйбин и Дунжун. Осадочные слои сформировали полуграбен с депоцентром на северо-востоке, осложненный поднятием (рис. 5.2-б). После отложения ф. Дунжун предполагается перерыв в осадконакоплении (рис. 4, 5.2-в), во время которого осадочный комплекс SU-1 (ф. Суйбин и Дунжун) был выведен на поверхность и частично эродирован [20]. Следует заметить, что по данным [20] валанжинского перерыва в седиментации нет.

Осадконакопление продолжилось в отдельных грабенах, заполнявшихся грубозернистыми осадками и вулканитами ф. Дидао [21] и расположенных южнее прогиба Суйбин. В апте скорость седиментации увеличилась, а погружение охватило значительные территории, включающие не только бассейн Саньцзян, но и находящийся западнее крупный бассейн Сунляо и другие бассейны, связанные с системой разломов Тан-Лу (рис. 5.2-г) [18, 20]. В этот период накопилась мощная (более 3000 м) толща континентальных отложений – ф. Ченцзыхэ и ф. Мулин – основные угленосные и нефтегазоносные формации. Завершается этот секвенс терригенно-вулканогенной ф. Дуншань.

На поперечных сейсмических разрезах видно, что тектоно-стратиграфический комплекс SU-2, куда входят вышеназванные формации, имеет максималь-

ную толщину в западной части (рис. 2б, 3), и общая структура напоминает форму полуграбена. Однако сокращение мощности осадочных слоев в направлении пологого борта, характерное для полуграбеновых структур, не наблюдается совсем или незначительно. В восточном направлении осадочные слои воздымаются и срезаются вышележащими отложениями, образуя региональное угловое несогласие (рис. 3). Из этого можно сделать вывод о постседиментационных деформациях, приведших к поднятию и денудации восточного борта прогиба [21]. Подтверждением тому – преобладание структур сжатия: взбросов, надвигов, положительных цветковых структур, мелкой складчатости. Поэтому можно предполагать, что в позднем мелу произошла инверсия, приведшая к воздыманию и размыву значительной части отложившихся осадков (рис. 5.2-д, е). Обстановка денудации и выравнивания территории сохранялась в прогибе до миоцена. В миоцене и в квартере произошло небольшое растяжение, в результате которого накопились осадки ф. Фуцзинь и четвертичные отложения – комплексы SU-5 и 6 (рис. 3, 5.2-ж, з).

КЫНДАЛСКАЯ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛЬ

Сейсмостратиграфическая модель

Буреинский бассейн (ББ), объединяющий Верхнебуреинскую, Тынминскую и Гуджикскую впадины (рис.1), является наиболее крупным элементом Буреинского краевого прогиба [4]. В осадочном чехле ББ выделяются нижняя моласса, представленная верхнетриасово-юрскими морскими осадками, и верхняя моласса, сложенная среднеюрско-меловыми континентальными угленосными отложениями (рис. 6). Последние слагают в центральной части ББ крупную синклиналиную структуру – Кындалскую грабен-синклиналь (КГС), осложненную в центральной части Кындалским грабеном (КГ), и распространяются в меридиональном направлении от единичных выходов вблизи китайской границы (Венцелевские высоты) на юге до отдельных выходов ургальской свиты на севере ББ (рис. 1, 6).

КГ изучен наиболее детально. Кроме грави- и магниторазведки здесь проведены сейсморазведочные работы МОГТ, пробурено пять глубоких скважин (более 3 км) (рис. 7). С запада грабен ограничен Кындалской, с востока Ургальской крупными разломными зонами, с юга и с севера – Дубликанским и Чаганыйским разломами, соответственно (рис. 7). Он вытянут в север-северо-восточном направлении на 56 км при максимальной ширине 17 км. В его пределах выделяются структуры более высокого порядка: погружения и прогибы, поднятия и локальные антиклинальные

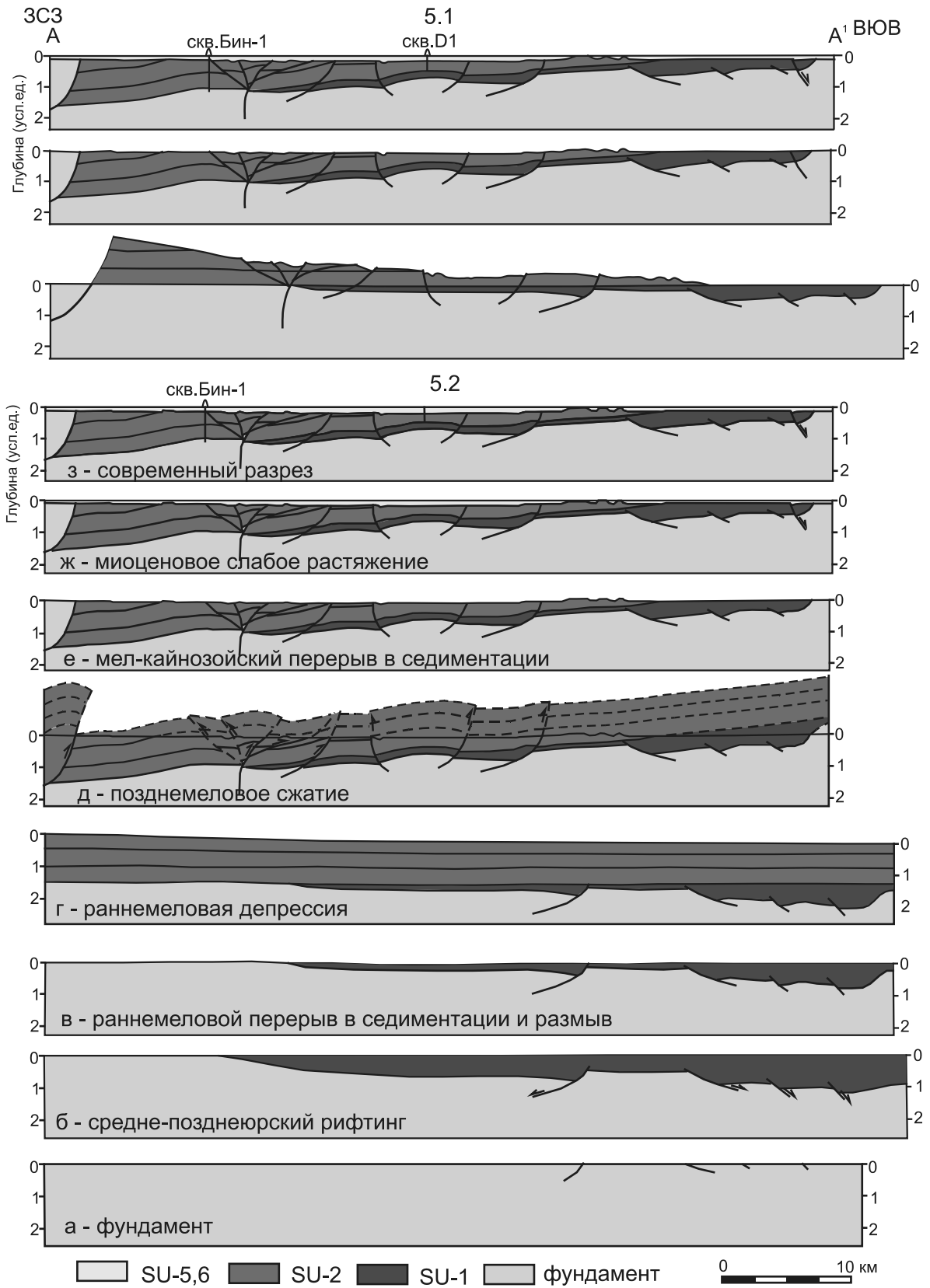
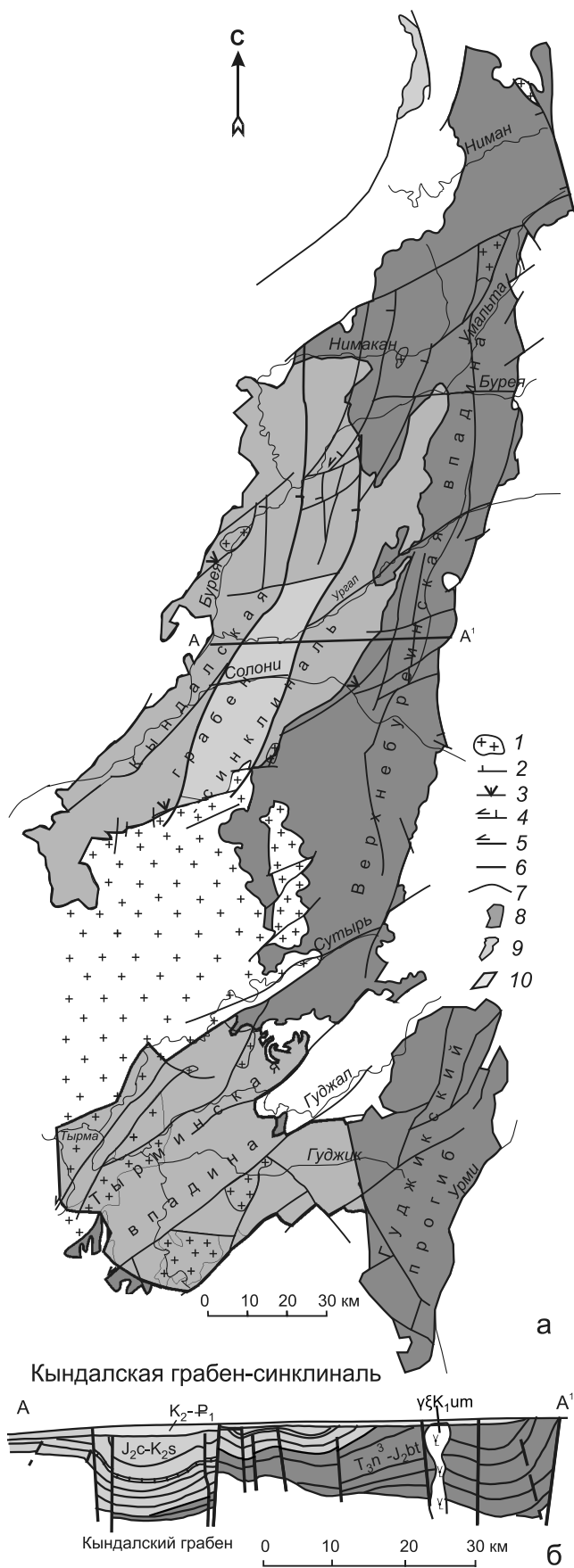


Рис. 5. История эволюции прогиба Суйбин на примере разреза сейсмического профиля А-А¹ [21]: 1 – сбалансированный разрез по поверхности тектоно-стратиграфического комплекса SU-1; 2 – реконструкция осадконакопления и деформаций.



структуры. Мощность отложений осадочного чехла в КГ составляет в погружениях более 4.5 км, по некоторым данным до 6 км [1].

Осадочный чехол ББ состоит из шести седиментационных комплексов – мегасеквенсов (МС), увязанных с глобальными и региональными тектоническими событиями [1, 6]. КГ слагают четыре мегасеквенса: МС-3, МС-4, МС-5 и МС-6 (рис. 4, 8). Они в свою очередь разделены на отдельные циклы осадконакопления – секвенсы, приравненные к свитам. Разрез КГ включает талынджанскую свиту, ургальскую серию, чагдамынскую, чемчукинскую, йорекскую, кындалскую свиты и песчаниковую толщу. Каждая свита имеет свои литолого-фациальные особенности, но в целом осадочный чехол КГ характеризуется ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже конгломератов, углей и редко туфов, залегающих преимущественно согласно. Однако иногда угловое несогласие (по Максимову П.П. и др., 1981 г.) и тектоно-магматическая активизация отмечаются на границе йорекской и кындалской свит, что, по всей видимости, связано с завершающим этапом сихотэалинской орогении [1, 2]. Кроме того, песчаниковая толща (маастрихт–даний) МС-6 после значительного перерыва, связанного с инверсией, с угловым несогласием перекрывает выходящие на эрозионный срез различные свиты (рис. 6 б).

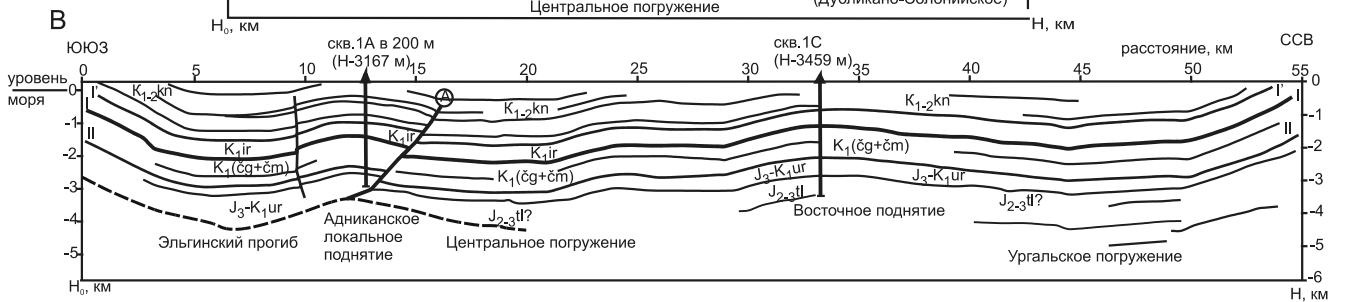
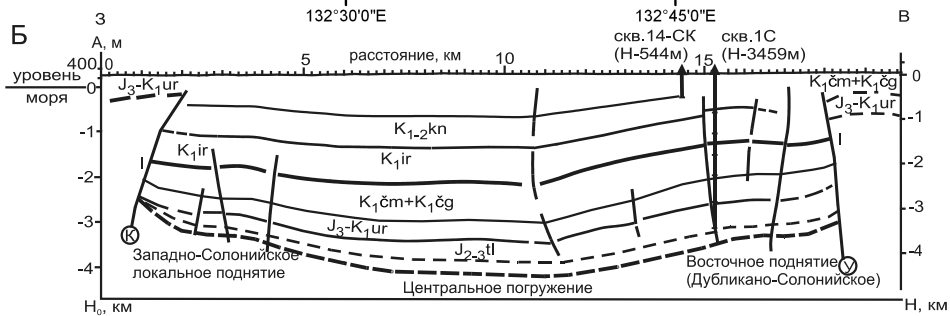
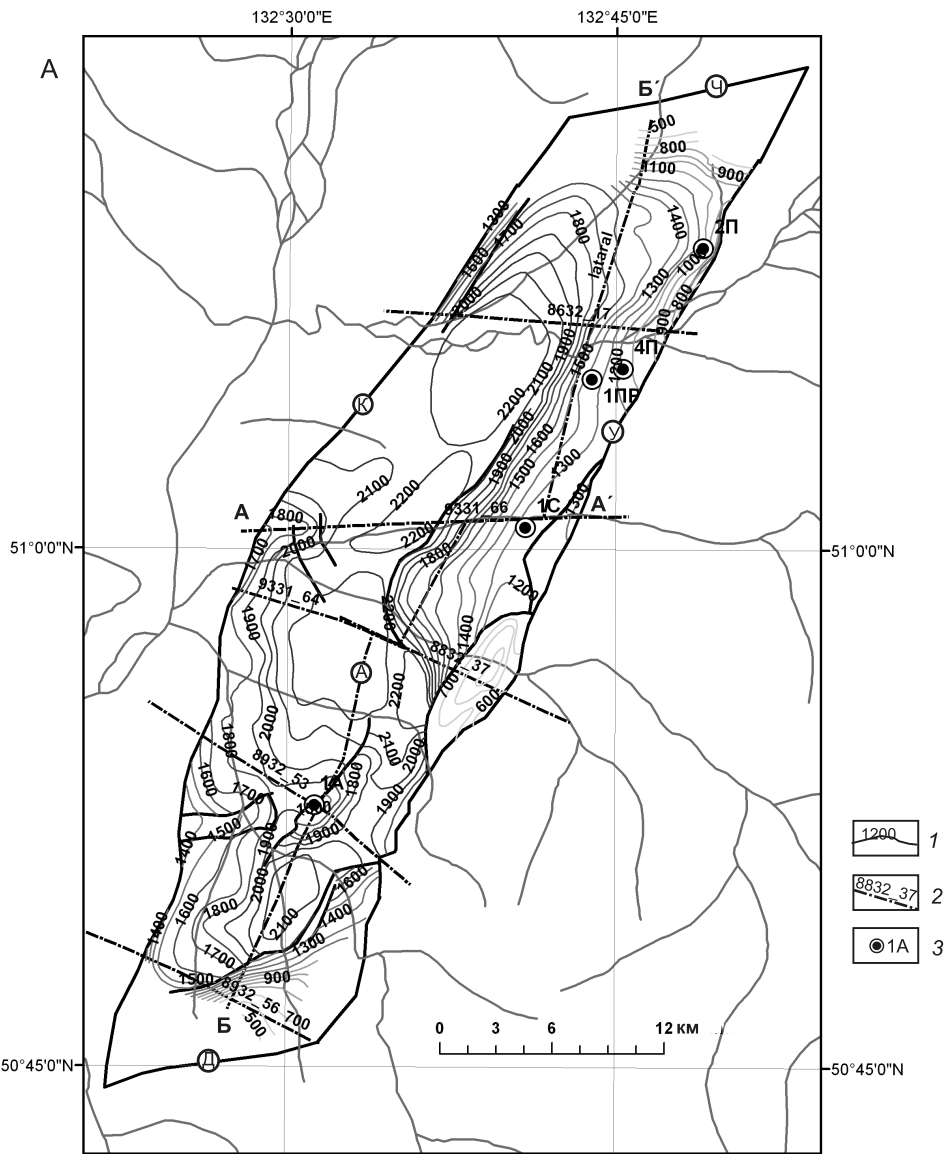
В волновом поле разрез КГ характеризуется протяженными субпараллельными отражающими границами разной интенсивности, обусловленными чередованием пластов разного литологического состава и

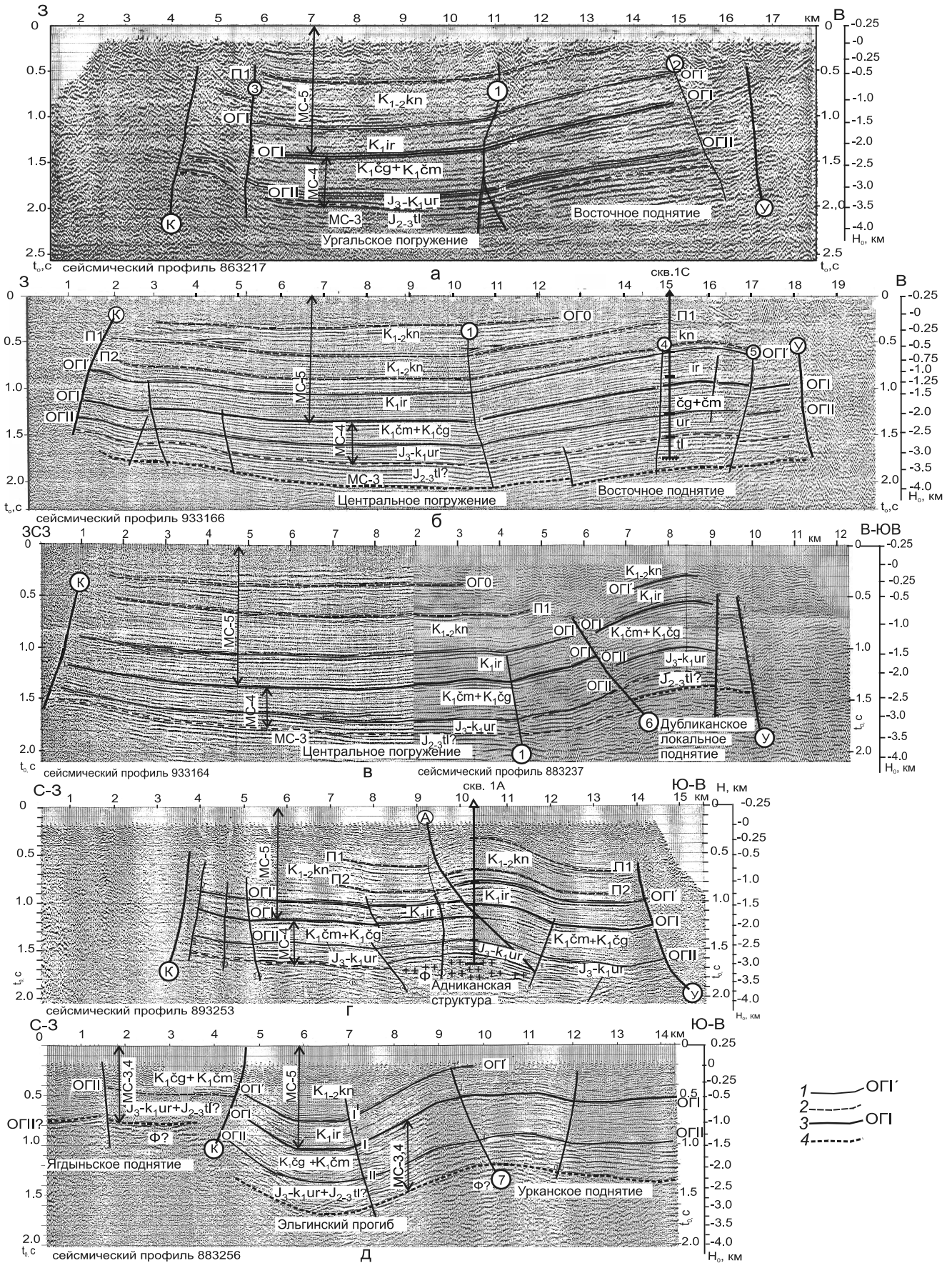
Рис. 6. Структурно-тектоническая схема Буреинского бассейна [1] (а) и поперечный разрез осадочного чехла (по Морозову Ю.Г. и др., 1972 г.) (б).

1 – выходы фундамента на уровень эрозионного среза; 2–6 – разломы: 2 – сбросы, 3 – взбросы, 4 – сбросо-сдвиги, 5 – сдвиги, 6 – с неустановленной кинематикой; 7 – границы Буреинского бассейна и его структурных подразделений; 8 – верхнетриасово-юрские морские отложения; 9 – среднеюрско-меловые отложения; 10 – Кындальский грабен.

Рис. 7. А – структурная схема Кындальского грабена по отражающему горизонту ОП1 – подошве йорекской свиты – мегасеквенса МС-5 (по Токаревой Л.А., 1994 г.) [1]. Б – поперечный сейсмогеологический разрез А-А' по профилю 933166 (по Токаревой Л.А., 1994 г. с изменениями и дополнениями). В – продольный сейсмогеологический разрез Б-Б', составленный по нескольким сейсмопрофилям.

1 – изопакиты подошвы йорекской свиты; 2 – линии сейсмопрофилей, демонстрируемых на рисунках, и их номера; 3 – глубокие скважины. Буквы в кружках – названия разломов: К – Кындальский, У – Ургальский, Ч – Чаганыйский, Д – Дубликанский; Н₀ – глубина от уровня моря; Н – глубина от линии приведения (+250 м).





физических свойств (рис. 8). На сейсмических разрезах также не наблюдаются резкие угловые несогласия, но нередко встречаются локальные. По всей площади КГ прослежены три опорных отражающих горизонта (ОГ) – ОГ', ОГ, ОГП, фрагментарно – ОГ0, П1 и П2 (рис. 8). ОГ является границей раздела мегасеквенсов МС-4 и МС-5. Фундамент вскрыт скв. 1А в южной части КГ, где он представлен палеозойскими гранитоидами (рис. 8 г). В поле отраженных волн фундамент практически не проявлен. Как правило, наблюдается постепенный переход от регулярной сейсмической записи к фрагментарной и хаотической.

Начинается осадочный разрез в большей части КГ с талынджанской свиты средне-позднеюрского возраста, относящейся к МС-3. Она вскрыта тремя глубокими скважинами. Во время накопления талынджанской свиты в ББ произошел переход от морского осадконакопления к континентальному. Для талынджанской свиты характерны сейсмофации, представленные высокоамплитудными низкочастотными отражениями. Невыдержанные ОГ, вероятно, связаны с русловыми отложениями палеорек, более протяженные высокоамплитудные отражения могут быть обусловлены углистыми отложениями, которые, к примеру, вскрыты скв. 1С в кровле талынджанской свиты общей мощностью более 100 м (рис. 8 б). Мощность талынджанской свиты в скв. 1С – 569 м, нескрытая часть составляет, по сейсмическим данным, ~350 м (рис. 8 б). Она может быть представлена не только талынджанской, но и более древними свитами. На востоке КГ предполагаются в основании разреза морские нижне-среднеюрские отложения (рис. 8 б). После накопления талынджанской свиты фиксируется перерыв в седиментации. Граница между ургальской и талынджанской свитами, соответствующая границе между МС-3 и МС-4, на сейсмических разрезах невыразительна и проведена там, где ее можно увязать со скв. 1С (рис. 8 а, б, в).

Основную часть разреза КГ составляют породы четвертого и пятого мегасеквенсов, вскрытые всеми глубокими скважинами (рис. 8). Мегасеквенс МС-4 включает континентальные отложения ургальской, чагдамынской, чемчукинской свит. Для ургальской свиты в целом характерны сейсмофации, аналогичные таковым в талынджанской свите. К кровле ургальской свиты приурочен опорный отражающий горизонт

ОГП, характеризующийся повышенной амплитудой. С ним иногда связаны локальные несогласия, фиксируемые на сейсмических разрезах подошвенным налеганием (рис. 8 в). Неразделенные чагдамынская и чемчукинская свиты характеризуются средне- и низкоамплитудными отражениями, более выдержанными в центральной части, что свидетельствует об обстановке осадконакопления в условиях мелких озер, разветвленных рек и болот (рис. 8 б, в).

Мегасеквенс МС-5 представлен отложениями йорекской и кындальской свит (рис. 4). Это преимущественно континентальные отложения с редкими прослоями, содержащими морскую фауну. К границе МС-4 и МС-5 – подошве йорекской свиты – приурочен опорный отражающий горизонт ОГ. На севере КГ в скважинах 1ПР, 2П и 4П, расположенных недалеко от краевого Ургальского разлома (рис. 7), ОГ связан с прослоями конгломератов, что свидетельствует об активизации Ургальского сброса в этот период. Опорный отражающий горизонт ОГ' доминирующей амплитуды, увязанный с кровлей йорекской свиты, прослеживается в южной части КГ, в частности на Адниканской антиклинальной структуре, где пробурена скв. 1А (рис. 8 г). Согласно данным по скв. 1А, кровля йорекской свиты (инт. 1203–1218 м) уплотнена: коэффициент пористости – 4–5 %, удельное сопротивление 155–300 Ом·м, наблюдается увеличение $V_{пл}$ по акустическому каротажу. ОГ' также уверенно следует в центральной части КГ (рис. 8 б, в). В западной части грабена, в зоне, примыкающей к Кындалскому разлому, с этим горизонтом связано локальное несогласие, выраженное на сейсмических разрезах «шероховатостью» границы, срезанием нижележащих отражений, что свидетельствует о размыве или перерыве в осадконакоплении [3]. Таким образом, наблюдается соответствие сейсмических и геологических данных, свидетельствующих о тектонической активизации после отложения йорекской свиты, выразившейся, в частности, в образовании Кындальского сброса.

В период накопления кындальской свиты морские воды неоднократно проникали в КГ, в лагунных условиях накапливались тонкозернистые отложения [1], характеризующиеся в волновом поле низкоамплитудными выдержанными горизонтами. В скв. 1А в кындальской свите на фоне низкоомных алевропелитовых отложений выделяются несколько пластов высокого

Рис. 8. Поперечные сейсмические профили, демонстрирующие строение Кындальского грабена (по Токаревой, 1986–1993гг. с дополнениями): а – северная часть; б, в – центральная часть; г, д – южная часть.

Опорные отражающие горизонты: 1 – уверенно выделяемые, 2 – предполагаемые; отражающие границы от поверхности фундамента: 3 – уверенные, 4 – предполагаемые. В кружках – названия основных разломов: К – Кындальский, У – Ургальский.

удельного сопротивления, преимущественно представленные песчаниками, с которыми увязываются отражающие горизонты П1 и П2. В параметрической скв. 1ПР отражающий горизонт П1 связан с пластом туфов, который уверенно распознается и в других скважинах (по Куликову Н.В. и др., 1972 г.). Самый верхний, относительно выдержанный ОГ0 прослеживается в центральной части КГ (рис. 8 б, в). Судя по сейсмическим разрезам, до времени образования туфового пласта (ОГ «П1») депоцентр седиментации находился на западе КГ в районе Кындалского сброса (рис. 8 б, в). Вверх по разрезу он смещается в центральную часть КГ, что фиксируется на сейсмических разрезах локальными угловыми несогласиями на западе и востоке по схеме подошвенного налегания (рис. 8 б). В верхней части кындалской свиты практически отсутствуют протяженные отражающие горизонты, более характерны короткие рефлекторы или хаотическая волновая картина. Песчаниковая толща (МС-6) и четвертичные отложения ввиду малой мощности и локального распространения на сейсмических разрезах не распознаются.

Тектоника и эволюция

История осадконакопления ББ на примере геологического разреза АА¹, пересекающего бассейн в центральной части (рис. 6), была реконструирована Ю.Г. Морозовым (1972 г.) и полностью приводится в [1]. Для настоящего исследования мы вычленили из общей истории образование и эволюцию КГС (рис. 9). Геологический разрез АА¹ пересекает КГ севернее сейсмического профиля 863217 (рис. 8 а).

В келловее во время накопления талынджанской свиты морская седиментация в ББ сменяется континентальной. Изменяются и границы бассейна, депоцентр смещается значительно на северо-запад (рис. 9 а) [4]. Субмеридиональная ориентировка бассейна осложняется разломами северо-восточного направления, поскольку область распространения талынджанской свиты имеет уже северо-восточное простирание (рис. 6). Скорость накопления талынджанской свиты, полученная в результате бэкстриппинг-анализа, является максимальной для КГС (300 м/млн лет). Далее предполагается перерыв в осадконакоплении и местами размыв, однако на сейсмических разрезах он четко не выражен, угловых несогласий не наблюдается. Тем не менее, оксфорд-кимериджские отложения нигде не зафиксированы.

Следующий этап формирования КГС – титон-нижний апт (рис. 9 б, в). В этот период накопились угленосные осадочные отложения ургальской, чагдамынской и чемчукинской свит мощностью около 2 км. Скорости осадконакопления этих свит различа-

ются незначительно, варьируя от 75 до 90 м/млн лет по результатам бэкстриппинг-процедуры. Депоцентр в это время находился на востоке, о чем свидетельствуют геологические факты по хорошо изученной с поверхности угленосной ургальской свите [1] и сокращение мощности этих свит в западном направлении на сейсмических разрезах (рис. 8).

Накопление следующего, пятого мегасеквенса в КГС началось после небольшого перерыва в середине апта, связанного вновь с тектонической активизацией СВ разломов. Образуются Кындалский, Ургальский и другие разломы (рис. 9 г, д). С образованием Ургальского сброса, очевидно, связано отложение мощной пачки конгломератов (ОГ1), вскрытой в скв. 1ПР. В скв. 4П, пробуренной непосредственно в зоне разлома, весь МС-5 представлен преимущественно грубообломочными породами. С активизацией Кындалского сброса связано образование ОГ1', представленного уплотненным пластом высокого сопротивления и скорости в скв. 1А и характеризующегося «шероховатостью» и локальными несогласиями. Обособился Кындалский грабен, в котором в дальнейшем происходило максимальное осадконакопление, в то время как борта прогиба начали размываться, а площадь бассейна сокращаться. Сформировались йорекская и кындалская свиты мощностью более 2 км. В период накопления кындалской свиты морские воды периодически проникали в ББ. Скорость седиментации возросла до 200 м/млн лет. Депоцентр в начале накопления кындалской свиты располагался на западе грабена, а позже сместился в центр.

В позднем мелу обширная территория, включающая ББ, подвергается интенсивному сжатию. Процессы сжатия привели к воздыманию, складко- и разломообразованию, сокращению размеров бассейна. В КГС произошло надвигание бортов по краевым разломам, образование принадвиговых антиклинальных складок, размыв бортов и верхов кындалской свиты (рис. 9 е), причем на юге КГС сжатие было более интенсивным (рис. 8).

В маастрихте-дании накоплением песчаниковой толщи фиксируется короткий этап растяжения и погружения в ББ.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ В ЭВОЛЮЦИИ ПРОГИБОВ СУЙБИН И КЫНДАЛСКОГО

Осадочное выполнение рассматриваемых прогибов разделяется на несколько комплексов (мегасеквенсов, тектоно-стратиграфических единиц), связанных как с глобальными и региональными событиями, так и с индивидуальными условиями формирования каждого бассейна [6]. Согласно схеме стратиграфической корреляции (рис. 4), рассматриваемые прогибы

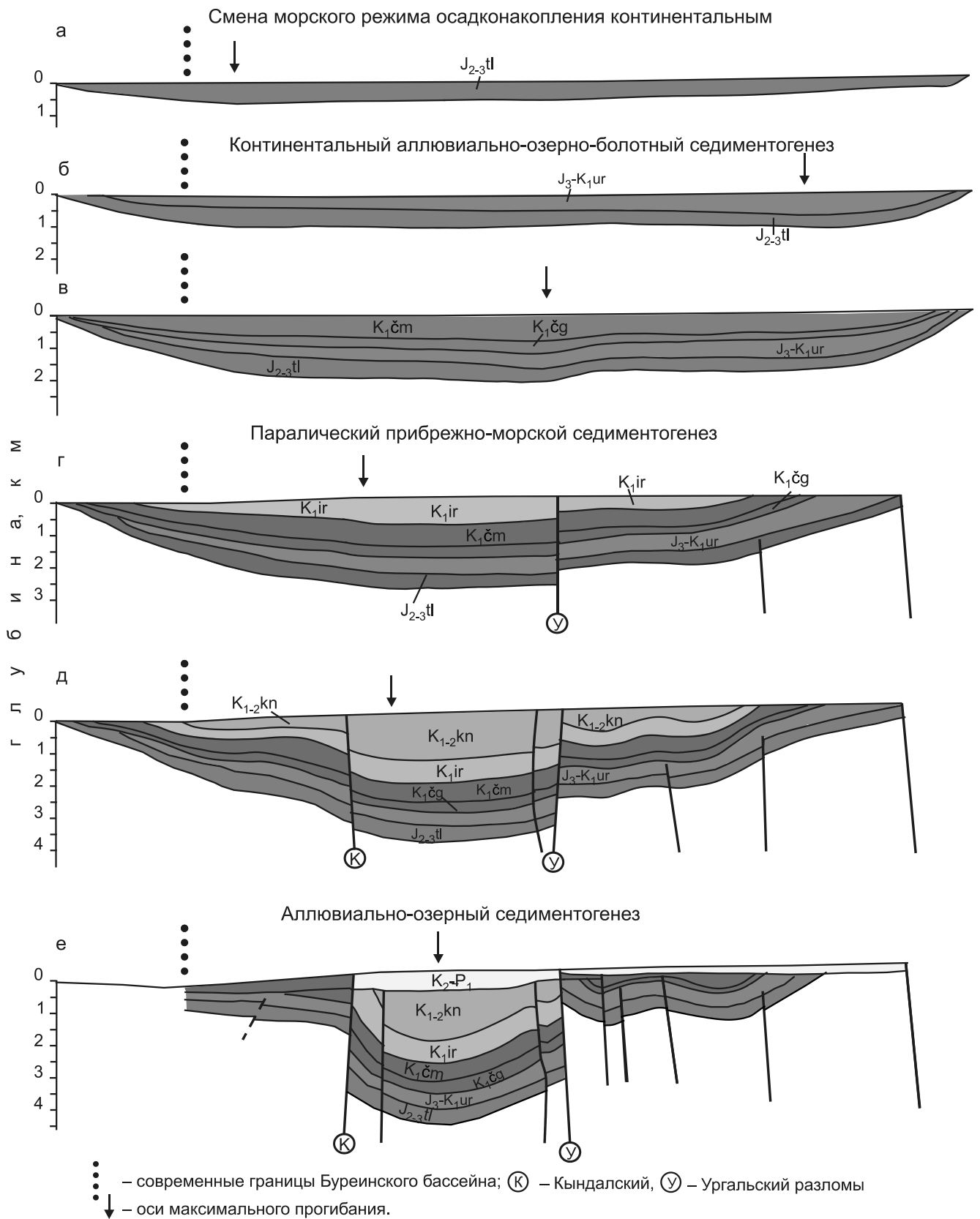


Рис. 9. История осадконакопления в Кындальской грабен-синклинали на примере геологического разреза AA¹ (по Морозову Ю.Г., 1972 г., с изменениями). Положение разреза на рис.6 А.

имеют близкий стратиграфический диапазон осадочных отложений, однако возрастные границы комплексов, перерывы в осадконакоплении не всегда совпадают. Возможно это связано с недостаточной точностью палеонтологических определений ископаемых остатков фауны и флоры в прибрежно-морских и континентальных осадках.

Как уже отмечалось, оба прогиба сформировались в пределах единой Буреинско-Цзямусы-Ханкайской континентальной окраины (рис. 1). Для келловеев в них реконструируются морские заливы, открытые к северу и северо-востоку. Очевидно, что формирование прогибов связано с активизацией сдвигов северо-восточного направления, которые рассекли первоначально субмеридиональную окраину континента (рис. 1). В бассейне Суйбин начало седиментации связывается с глобальной трансгрессией в келловее. В ББ формируется Кындальский прогиб северо-восточного простирания, осложняющий его прежнюю субмеридиональную ориентировку. Келловейская трансгрессия в Кындалском прогибе была кратковременной, и уже в позднем келловее–раннем оксфорде морская седиментация постепенно сменяется континентальной. Вероятно, причиной тому было субширотное сжатие, приведшее к воздыманию северной окраины Сихотэ-Алинского моря [4].

Затем в обоих бассейнах фиксируется перерыв в осадконакоплении и инверсия, но время его разное. В ББ – поздний оксфорд–кимеридж, для прогиба Суйбин – валанжин (?), а скорее всего и готерив (время формирования ф. Дидао, которая, по некоторым данным, распространена южнее прогиба Суйбин). В титоне осадко- и угленакопление происходило, вероятно, вдоль всего Буреинского фрагмента континентальной окраины. Ургальская серия распространена в Верхнебуреинском прогибе, Тырминской впадине, южнее сохранились небольшие выходы каменушинской свиты – возрастного аналога ургальской серии [2] (рис. 6).

Исследователи Колледжа наук о Земле Цзилинского университета предполагают, что во время формирования ф. Ченцыхэ и Мулин на территории, охватывающей современный бассейн Саньцзын и районы к западу и югу от него (в том числе грабен Танюань, прогибы Хэган, Боли и Цзиси), то есть вдоль Цзямусы-Ханкайского фрагмента окраины, существовал единый бассейн. Об этом, в частности, свидетельствует отсутствие граничных разломов и краевых сейсмофаций на сейсмических профилях. В апте–альбе во время пика трансгрессий морские воды проникали в этот бассейн и даже дальше по системе разломов Тан-Лу – в бассейны Сунляо, Яньцзы, Бэйпяо-Фусинь [19]. В Кындалском прогибе ББ в альбе–сеномане в

период накопления кындальской свиты также зафиксированы неоднократные эпизоды кратковременной морской седиментации [1, 4].

Присутствие эффузивов и их туфов наблюдается практически во всех осадочных комплексах как прогиба Суйбин [20], так и КГС [1]. Можно, тем не менее, выделить два основных пика вулканизма. Первый связан с ф. Дидао в прогибе Суйбин и с чагдамынской свитой – в КГС, являющихся практически возрастными аналогами – готерив–баррем (136.4–125 млн лет). Второй пик связан с ф. Дуншань в прогибе Суйбин и кындальской свитой в КГС, имеющих близкий возрастной диапазон – альб (112–99.6 млн лет) и альб–сеноман (112–95 млн лет), соответственно (рис. 4). В хорошо изученном бассейне Сунляо изотопный анализ вулканических пород и туфов также дает два пика: в интервале 135–120 млн лет (валанжин–ранний апт) и 115–110 млн лет (поздний апт–альб) [12].

Следует обратить внимание на совпадение некоторых опорных отражающих горизонтов. В КГ основные отражающие горизонты увязаны с кровлей и подошвой апт-альбской йорекской свиты, в Суйбин – с кровлей и подошвой ф. Мулин практически того же возрастного диапазона (рис. 4). В КГ эти отражения связаны с активизацией Ургальского и Кындальского разломов северо-восточного направления, приведших к его обособлению и максимальному накоплению в нем йорекской и кындальской свит. На Цзямусы-Ханкайском фрагменте окраины активизация разломов, возможно, привела к разделению единого бассейна и образованию изолированных прогибов, в частности Суйбин.

Кривые тектонического погружения, полученные с помощью бэкстрипинг-процедуры трех глубоких скважин КГ [8], сравнивались с аналогичными данными по двум глубоким скважинам прогиба Суйбин [25]. Суть бэкстрипинг-процедуры состоит в последовательном снятии нагрузки осадочных комплексов, восстановлении их первоначальной мощности, вычислении скорости осадконакопления, кривой общего погружения и в итоге получения кривой тектонического погружения, т.е. погружения, обусловленного эндогенными факторами. Кривые тектонического погружения позволяют сравнивать различные бассейны [7]. Оказалось, что величина тектонического погружения составляет для обоих прогибов 1600 м, а рассчитанные коэффициенты растяжения земной коры имеют близкие значения: для Кындальского – 1.12–1.2, для Суйбин – 1.14–1.18. Полученные расчеты являются численным подтверждением единства процессов, приведших к образованию прогибов.

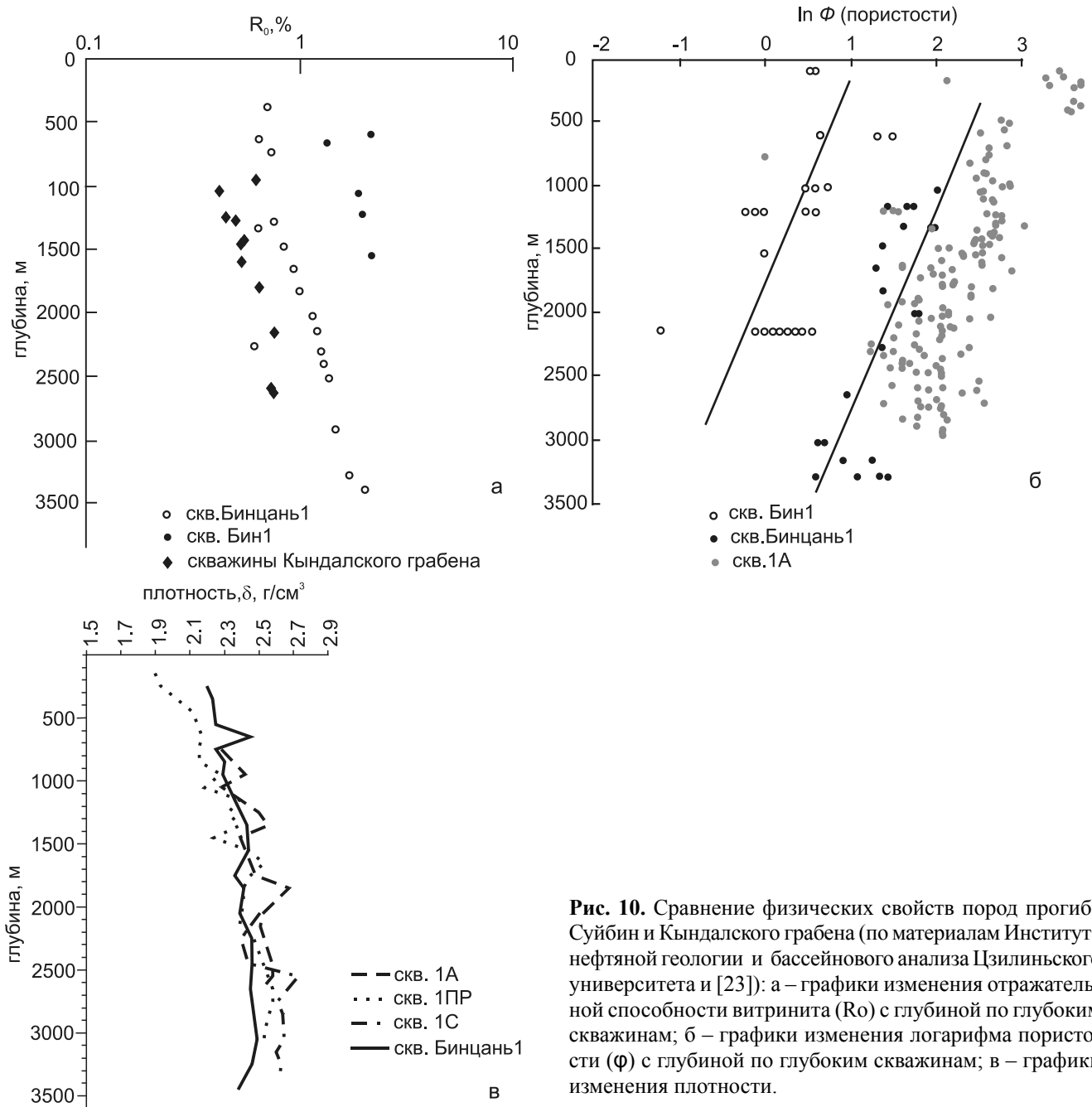


Рис. 10. Сравнение физических свойств пород прогиба Суйбин и Кындалского грабена (по материалам Института нефтяной геологии и бассейнового анализа Цзилиньского университета и [23]): а – графики изменения отражательной способности витринита (R_0) с глубиной по глубоким скважинам; б – графики изменения логарифма пористости (Φ) с глубиной по глубоким скважинам; в – графики изменения плотности.

В позднем мелу в обоих прогибах начался инверсионный этап. В Суйбин он охватывает весь поздний мел и палеоген, в КГ – со второй половины сеномана с незначительным этапом растяжения в маастрихтедании. В период инверсии происходят значительные перестройки в прогибе Суйбин, особенно в его северной части, проявившиеся в поднятии, денудации, надвигах и сдвигах, фиксируемых на временных разрезах (рис.3, 5 д). В КГ процессы сжатия выразились в появлении складок, надвигов, эрозии на поднятиях, при этом наибольшее тектоническое воздействие отмечается в южной части (рис. 8). По волновой карти-

не можно сделать вывод, что постседиментационные деформации в прогибе Суйбин были интенсивнее, чем в Кындальском грабене, о чем свидетельствует выдержанность свит по мощности, непрерывность отражающих границ в последнем в отличие от прогиба Суйбин [9]. Этот вывод в некоторой степени подтверждается при сравнении физических свойств пород, изученных по глубоким скважинам (рис. 10). Значения пористости осадочных пород в скв. 1А ниже, чем в скв. Бинцань1 [23]. По плотности осадочные породы Кындальского грабена и прогиба Суйбин в целом сравнимы. Степень катагенеза пород, опре-

деленная по отражательной способности витринита (Ro), в прогибе Суйбин выше, чем в Кындамском грабене. Судя по степени катагенеза, породы прогиба Суйбин находятся в главной зоне нефтеобразования и нижней зоне газообразования, а в Кындамском грабене – в верхней зоне газообразования и главной зоне нефтеобразования, что подтверждается результатами 1D моделирования термической истории КГ [8]. Можно предположить, что в прогибе Суйбин, в целом, более благоприятные условия для генерации углеводородов. Кроме того, в ф. Ченцзыхэ и ф. Мулин широко развиты черные сланцы, богатые органическим веществом, и в скв. Бинцань1 в ф. Дунжун имеется нефтепроявление. Однако песчаники этих формаций обладают слабой пористостью и проницаемостью. В Кындамском грабене имеются многочисленные нефте- и газопроявления практически во всех свитах, но месторождение газа приурочено к кындамской свите, в которой песчаные коллекторы имеют самую большую пористость, а покрышки – большую мощность. Можно сделать предварительный вывод, что по тектоническим и физическим показателям обстановка для сохранности углеводородов в Кындамском грабене благоприятнее, чем в прогибе Суйбин. Однако эти выводы следует считать предварительными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ геолого-геофизического материала по двум мезозойским прогибам Восточно-Азиатской окраины в сравнительном аспекте выявил сходство и различия в истории их эволюции. Наиболее общие черты явились отражением глобальных событий на границе континент–океан [1, 6, 19].

Оба прогиба заложались вдоль системы северо-восточных сдвигов, рассекших прежнюю субмеридиональную окраину континента и активизировавшихся в результате косо́й субдукции плиты Иизанаги под Евразийскую.

Прогибы начали формироваться в условиях морского залива на пассивной континентальной окраине. Морская седиментация сменилась континентальной в Кындамском прогибе предположительно в келловее, а в прогибе Суйбин – в валанжине. По-видимому, эти события и последующий длительный перерыв в Кындамском прогибе были связаны с проявлением второго эпизода раннеяньшанских и первого эпизода среднеяньшанских движений в Восточной Азии [6, 13, 16].

Далее седиментация происходила уже преимущественно в континентальных условиях и охватывала более обширные территории, чем рассматриваемые прогибы. Накопились мощные толщи угленосных отложений. Со вторым эпизодом среднеяньшанских движений и сихотэалинской орогенной связана, вероятно, очередная акти-

визация северо-восточных разломов, приведшая к сокращению площади седиментации, образованию отдельных грабенов типа Кындамского, в которых и происходило максимальное осадконакопление. В условиях трансформной континентальной окраины в прогиб Суйбин в конце апта–раннем альбе, а в Кындамский прогиб в альбе–раннем сеномане по узким приразломным заливам проникали морские воды.

В позднем мелу оба бассейна претерпели значительное сжатие, приведшее к воздыманию территории, значительной денудации, складко- и надвигообразованию. В прогибе Суйбин процессы сжатия были, вероятно, более значительными. В Кындамском грабене образовался ряд антиклинальных приразломных складок – потенциальных ловушек для накопления углеводородов. К одной из них – Адниканской – приурочено небольшое газовое месторождение.

Исследования были частично поддержаны в рамках проектов Президиума РАН и ДВО РАН № 12-I-П 27-06 и № 12-II-СУ-08-009.

Авторы приносят глубокую благодарность научным сотрудникам Института нефтяной геологии и бассейнового анализа Цилинского университета (г. Чанчунь) Лю Чжаоцзюню, Чжу Цзяньвюю и Хэ Юйпинь за плодотворное сотрудничество в ходе совместных проектов по изучению пограничных бассейнов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буреинский осадочный бассейн: геолого-геофизическая характеристика, геодинамика, топливно-энергетические ресурсы / Г.Л. Кириллова, В.В. Крапивенцева, В.Ю. Забродин, Е.П. Развозжаева, С.А. Медведева, Ю.Ф. Манилов, Т.В. Меркулова, В.Б. Каплун, П.Ю. Горнов, А.П. Гресов, Т.А. Рязанова, В.И. Подолян, А.И. Обжиров, А.В. Ершов, М.Д. Камаева; отв. ред. Г.Л. Кириллова. Владивосток: Дальнаука, 2012. 360 с. (Серия «Осадочные бассейны Востока России» /гл. ред. А.И. Ханчук; т. 4).
2. Васькин А.Ф., Дымович В.А., Атрашенко А.Ф., Григорьев В.Б., Зелепугин В.Н., Опалихина Е.С., Шаров Л.А., Леонтьева Л.Ю. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53. Хабаровск. Объясн. зап. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2009. 376 с.
3. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М., 1999. 524 с. (МПР РФ, ЦРГЦ, Геокарт, МГУ).
4. Забродин В.Ю. Палеогеография Буреинского краевого прогиба в юрском периоде (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 5. С. 77–87.
5. Забродин В.Ю. Зона сочленения Буреинского массива с Сихотэ-Алинской складчатой системой // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2010. № 1. С. 1–22.
6. Кириллова Г.Л., Крапивенцева В.В. Мезоцикличность верхнетриасово-юрских отложений Буреинского бассейна: тектоника, эвстатика, секвенстратиграфия (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 4. С. 38–54.

7. Клавдиева Н.В. Тектоническое погружение предкавказских краевых прогибов в кайнозое: Дис... канд. геол.-минер. наук. М., 2007. 263 с. //http://www.dissercat.com.
8. Прохорова П.Н., Развозжаева Е.П. 1D модель термической эволюции Кындальского грабена (Буреинский осадочный бассейн) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы всерос. науч.-практ. конф., 1–3 апреля 2014 г. / Отв. ред. Л.И. Полуфунтикова. Якутск: Изд. дом СВФУ, 2014. С. 389–392.
9. Развозжаева Е.П. Сравнительный анализ бассейнов юрско-меловой континентальной окраины: Буреинского и Суйбин // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: VIII Косыгинские чтения: Материалы Всерос. конф., 17–20 сентября 2013, г. Хабаровск / Отв. ред. А.Н. Диденко, Ю.Ф. Манилов. Владивосток: Дальнаука, 2013. С. 558–561.
10. Chen Xiu-yan, Liu Zhao-jun, Chen Yong-cheng. Study on stratum and sedimentary facies of “Didao Formation” and Dongrong Formation in Suibin Depression of Sanjiang Basin // Acta Sedimentologica Sinica. 2007. V. 25, N. 15. P. 678–683.
11. Guo Shao-bin, Wang Hong-liang. Sequence stratigraphic characteristics and hydrocarbon prospect of Mesozoic Formation in Suibin Depression, Sanjiang Basin // Petroleum exploration and development. 2008. V. 35, N 1. P. 44–51.
12. Jia Juntao, Wang Pujun, Wan Xiaoqiao. Chronostratigraphy of the Yingcheng Formation in the Songliao Basin, Cretaceous, NE China // Geol. Rev. 2008. V. 54, N 4. P. 440–448.
13. Kirillova G., Razvozhzaeva E., Krapiventseva V., Medvedeva S. The Bureya Basin as fragment of the East Asian transform passive continental margin (Far East, Russia) // Proc. the 34th Internat. Geol. Congr. 2012, 5–10 Aug. 2012. Brisben, Australia. P. 2343/ CD-disc.
14. Ma L., Yang I, Ding Z. Songliao basin – an intracratonic continental sedimentary basin of combination type // Chinese Sedimentary Basins / X. Zhu (ed.). Sedimentary Basins of the World Series Ed. K.J. Hsü. Elsevier, 1989. P. 77–87.
15. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G. and Terabayashi. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // Island Arc. 1997. V. 5–6. P. 113–134.
16. Ren J. et al. The tectonics of China from a global view: A guide to the tectonic map of China and adjacent regions. Beijing: Geol. Publ. House, 1999. 32 p.
17. Sedimentology. 2013. V. 60. 357 p.
18. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., Gaina C., Torsvik T., Shephard G., Talsma A., Gurnis M., Turner M., Maus S., Chandler M. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // Earth-Sci. Rev. 2012. V. 113. P. 212–270.
19. Sha Jingeng, Hirano Hiromichi, Yao Xiaogang, Pan Yanhong. Late Mesozoic transgressions of eastern Heilongjiang and their significance in tectonics, and coal and oil accumulation in northeast China // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecology. 2008. V. 263, Iss. 3–4. June P. 119–130.
20. Sha J., Wang J., Kirillova G.L. et al. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Sanjiang Middle Amur basin: Non-marine and marine correlation // Science in China. Series D: Earth Sci. 2009. V. 52. P. 1873–1889.
21. Zhang Feng-Qi, Chen Han-Lin, Yang Shu-Feng et al. Late Mesozoic–Cenozoic evolution of the Sanjiang Basin in NE China and its tectonic implications for the West Pacific continental margin // J. Asian Earth Sci. 2012. V. 49. P. 287–299.
22. Zhang Lili, Liu Zhengkuan, Yang Hui, Wu Jiansheng, Jiang Weiwei, Li Gang. Gravity and magnetic field features and basement relief of the Sanjiang Basin in Heilongjiang Province, China // J. Geophys. and Engineering. 2012. N 9. P. 147–161.
23. Wang Peng-yan, Xu Quan. Denudation thickness recovery in Cretaceous Formation in Suibin Depression in Sanjiang Basin // P.G.O.D.D. 2008. N. 6. P. 5–8.
24. Wang Pujun, Xie Xiao’an, Mattern Frank, Ren Yanguang, Zhu Defeng, Sun Xiaomeng. The Cretaceous Songliao basin: Volcanogenic succession, sedimentary sequence and tectonic evolution, NE China // Acta geologica Sinica (English ed.) J. Geol. Soci. China. 2007. V. 81, N 6. P. 1002–1011.
25. Wu G., Liu A., Guo X., Wu S. Tectonic subsidence history of the Suibin depression, Sanjiang basin in Heilongjiang province // Geotectonic et Metallogenia. 2007. V.31, N 4. P. 412–417.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

E.P. Razvozhzaeva, G.L. Kirillova, P.N. Prokhorova

Comparative analysis of the fragments of the Mesozoic continental margin of East Asia: the Kyndal depression, Bureya Basin, Russia, and the Suibin depression, Sangjiang Basin, China

Two fragments of the Late Mesozoic continental margin – the Kyndal depression in Russia and Suibin Basin in China were correlated on the basis of modern geological-geophysical evidence. Seismostratigraphic models and sedimentation history of the basins are presented and similarities and differences between them are shown. Common features reflect global records on the East Asian margin. A thick coal-bearing, mostly terrigenous series, accumulated in both depression which are promising for hydrocarbon discoveries. It was inferred that conditions for hydrocarbon preservation in the Kyndal depression appear to be better, as compared to the Suibin depression.

Key words: continental margin, tectono-stratigraphic unit, megasequence, seismic profile, reflecting horizon, seismofacies, back-stripping analysis, East Asia.