

ТЕКТОНИКА КАЙНОЗОЙСКОЙ НИЖНЕБИКИНСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ПРИМОРЬЕ)

В.В. Голозубов¹, Донг У Ли², С.А. Касаткин¹, Б.И. Павлюткин¹

¹Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

²Национальный университет г. Конджу (Республика Корея)

Поступила в редакцию 9 февраля 2008 г.

Нижнебикинская впадина располагается на севере Приморья и выполнена эоцен-нижнеолигоценными терригенными континентальными угленосными отложениями мощностью до 1500 м. Впадина представляет собой результат синсдвигового растяжения в процессе правосторонних перемещений вдоль Алчанского (Мишань-Фушунского на СВ Китая) разлома системы Тан-Лу. Смена господствовавших в мелу левосторонних перемещений вдоль разломов этой системы на правосторонние в кайнозойское время связана, по-видимому, с Индо-Евразийской коллизией.

Ключевые слова: кайнозой, стратиграфия, фация, сброс, сдвиг, бассейновый анализ, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Нижнебикинская впадина располагается в бассейне нижнего течения р. Бикин и ее левых притоков – рек Бурлитовка и Контровод. В плане она имеет форму овала, длинная ось которого вытянута в северо-восточном направлении на расстояние около 44 км при ширине до 18 км (рис. 1, 2). С поверхности впадина представляет собой слабо всхолмленную заболоченную равнину с абсолютными отметками 60–100 м, окруженную низкими горами. Впадина выполнена слабо литифицированными палеогеновыми континентальными терригенными отложениями с пластами бурого угля общей мощностью до 1500 м, несогласно перекрывающими более древние образования. На гравиметрической карте впадине отвечает отрицательная аномалия силы тяжести интенсивностью до 16 мГал.

Наличие промышленных залежей бурых углей в этом районе установлено Ю.М. Логвиновым в 1953 г. Разведочные работы, проведенные в 50-е и 60-е годы прошлого столетия, выявили здесь их значительные запасы, пригодные для открытой разработки и располагающиеся в благоприятных транспортных условиях. С начала 70-х годов на базе этих углей работает Лучегорская ГРЭС (ныне – ЗАО “ЛУТЕКС”) – главная энергетическая компания Приморья.

Фундамент северо-западной части впадины составляет краевая часть Наданьхада-Бикинского тер-

рейна – фрагмента аккреционной призмы – и образован юрским турбидитово-меланжевым матриксом с глыбами и пластинами триасово-юрских кремней, базальтов, редко – каменноугольных и пермских известняков и базальтов [16]. Эти образования сложно дислоцированы и прорваны интрузиями меловых гранитоидов.

Юго-восточная часть впадины подстилается докембрийскими (?) и нижнекембрийскими большей частью метаморфическими образованиями Ханкайского супертеррейна, перекрытыми чехлом прибрежно-морских терригенных отложений перми, триаса и юры [16].

Наданьхада-Бикинский террейн и Ханкайский супертеррейн разграничены зоной Алчанского (в Китае – Мишань-Фушунского) разлома северо-восточного простирания – одной из главных ветвей системы Тан-Лу. Нижнебикинская впадина приурочена к этой зоне, в том числе к его осевому разлому – Култухинскому надвигу, который хорошо изучен в приустьевой части р. Алчан и имеет относительно пологое падение на северо-запад [4].

К докайнозойским постаккреционным образованиям (с размывом перекрывающим комплексы как Наданьхада-Бикинского террейна, так и Ханкайского супертеррейна) относятся нижнемеловые терригенные и вулканические толщи (ассикаевская и алчанская свиты), а также сеноманская красноцветная стол-



Рис. 1. Распределение кайнозойских комплексов в Приморье.

1–3 – кайнозойские структуры: 1 – впадины, выполненные терригенными, частью угленосными образованиями, в т. ч.: I – Нижнебикинская, II – Угловская, 2 – впадины, выполненные вулканическими, в меньшей мере терригенными угленосными образованиями, 3 – покровы плиоцен-четвертичных платобазальтов; 4–6 – террейны и супертеррейны: 4 – раннемеловые (ЖР – Журавлевский, KE – Кемский, ТУ – Таухинский террейны), 5 – юрские (НБ – Наданьхада-Бикинский, SM – Самаркинский террейны), 6 – домезозойские (ХН – Ханкайский и БР – Буреинский) супертеррейны, SP – Сергеевский комплекс, включенный в структуры юрского Самаркинского террейна и испытавший вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований; 7 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б), в т. ч. – надвиги (в). Буквами обозначены: Ус – Уссурийский, МФА – Мишань-Фушунский (Алчанский), Шк – Шкотовский, Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, Фр – Фурмановский разломы.

бовская толща. Перечисленные образования обнажены в пределах Алчанского бассейна, располагающегося, главным образом, на клиновидном выступе Ханкайского супертеррейна. Формирование этого бассейна связано с меловыми крупномасштабными левосторонними движениями вдоль Арсеньевского и Алчанского (Мишань-Фушунского) разломов на фоне субмеридионального регионального сжатия [3, 4].

Целью исследования, результаты которого излагаются в предлагаемой статье, являлось выявление особенностей тектонического развития региона в течение последующего, кайнозойского времени. Нижнебикинская впадина в этом отношении является весьма благоприятным объектом. Во-первых, она лучше других кайнозойских впадин изучена в связи с ее угленосностью и здесь имеется редкая возможность наблюдать непосредственно в обнажениях, каковыми являются стенки угольных разрезов, строение палеогеновых толщ и особенности их дислокаций. Во-вторых, впадина приурочена к зоне Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома, обнаруживающего активность как в мезозое, так и в кайнозое.

Фактической основой работы явились результаты полевых наблюдений, выполненных нами на действующих угольных разрезах “Лучегорск-1” и “Лучегорск-2”. Широко привлекались также рабочие материалы Лучегорского разрезоправления ЗАО ЛУ-

ТЕКС, а также материалы геологической съемки масштаба 1:50 000, выполненной под руководством Б.Я. Черныша (1962 г., северо-западная часть впадины) и В.Б. Сергеева (1993 г., ее центральная и юго-восточная части). Кроме того, учтены материалы обобщений по стратиграфии, фациям и особенностям дислокаций впадины, выполненных в разное время В.Г. Варнавским и А.К. Седых.

СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ

Первая схема расчленения третичных отложений Нижнебикинской впадины была составлена Е.М. Петренко и В.Г. Варнавским в 1959 г. по результатам предварительной разведки бурогольного месторождения. Были выделены нижняя угленосная, непродуктивная и верхняя угленосная толщи. Такое расчленение, по сути, сохранилось до настоящего времени. В решениях последнего стратиграфического совещания нижняя угленосная толща не получила местного названия, она сопоставляется с угловской свитой Южного Приморья эоцен-олигоценного возраста [10]. Учитывая удаленность от стратотипа этой свиты, следует, по-видимому, согласиться с А.К. Седых, предложившим выделить нижнюю угленосную толщу в самостоятельную контроводскую свиту [13]. Вышележащие непродуктивная и верхняя угленосная толщи, в соответствии с решениями этого же сове-

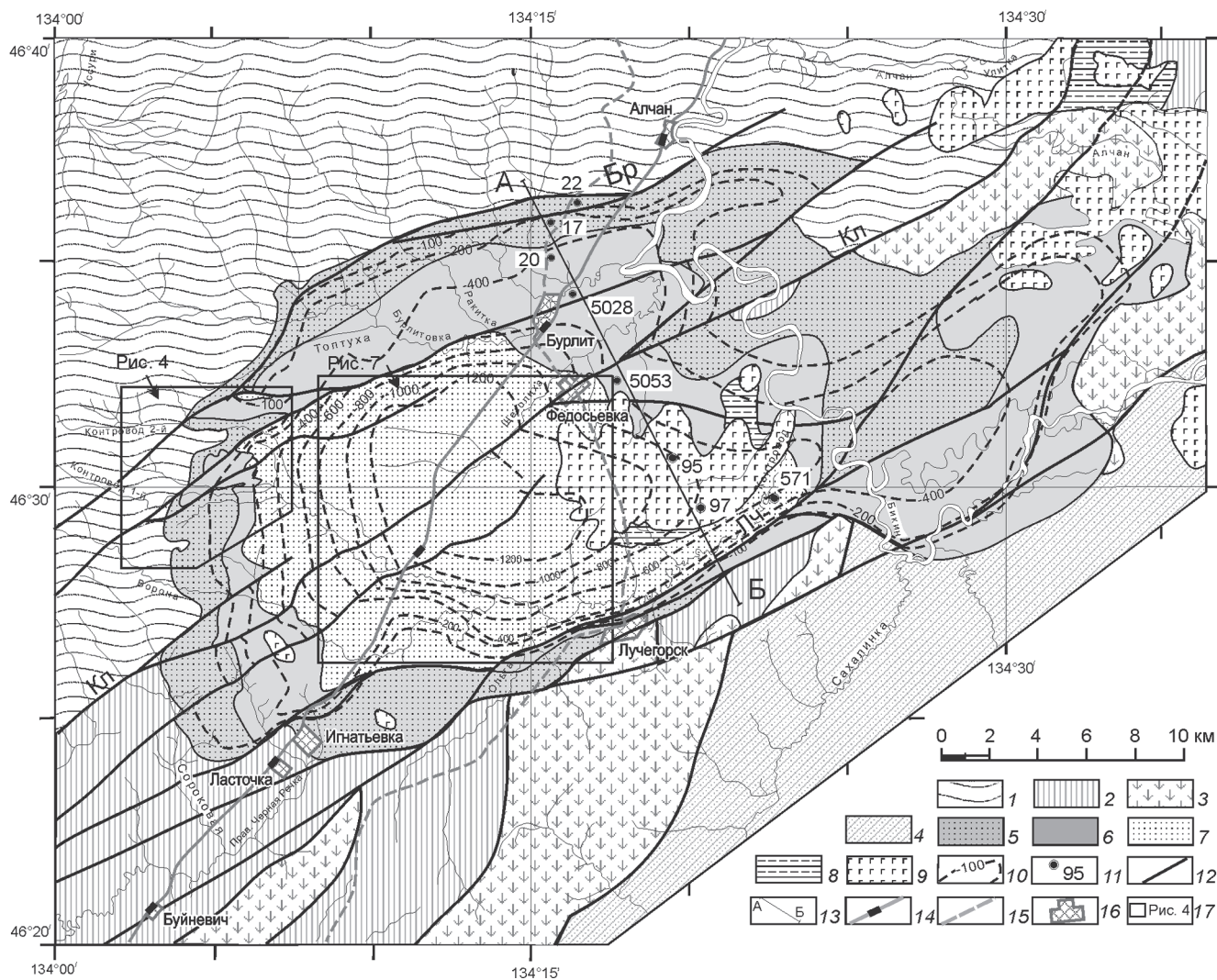


Рис. 2. Геологическая карта Нижнебикинской впадины.

1–4 – докайнозойские комплексы: 1 – Наданьхада-Бикинского террейна, 2 – Ханкайского супертеррейна, перекрытого чехлом прибрежно-морских терригенных отложений перми, триаса и юры, 3 – нижнемеловые вулканиты алчанской свиты, 4 – верхнемеловые красноцветные терригенные образования столбовской толщи, 5–7 – эоцен-нижнеолигоценые континентальные отложения: 5 – контроводская, 6 – лучегорская, 7 – бикинская свиты; 8 – плиоценовые галечники; 9 – плиоцен-четвертичные платобазальты; 10 – изоглубины подошвы кайнозойских образований (м); 11 – расположение скважин, показанных на рис. 3; 12 – разломы, в том числе Бр – Бурлитовский, Лч – Лучегорский; 13 – линия разреза, показанного на рис. 3; 14 – железная дорога и станции; 15 – автомобильная дорога, 16 – населенные пункты; 17 – районы угольных разрезов “Лучегорск-1” (рис. 7), “Лучегорск-2” (рис. 4).

щения, выделены в лучегорскую (олигоцен) и бикинскую (олигоцен–нижний миоцен) свиты, соответственно [10]. В целом же разрез представлен достаточно монотонной толщей переслаивания слабо литифицированных песчаников, алевролитов и глинистых пород с пластами бурых углей, в меньшей мере – гравелитов и конгломератов (рис. 2, 3).

Контроводская свита выходит на дневную поверхность в обрамлении депрессии, где перекрывается лишь чехлом четвертичных отложений. Вдоль се-

веро-западного борта она сложена преимущественно грубообломочными породами – конгломератами, гравелитами и грубозернистыми песчаниками, в значительно меньшей степени – мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Гальки и гравий плохо окатаны, испытали незначительную транспортировку. Эти породы накапливались, по-видимому, в процессе эродирования низкопорядковыми постоянными и временными водотоками горного обрамления депрессии. Местами отмечаются глини-

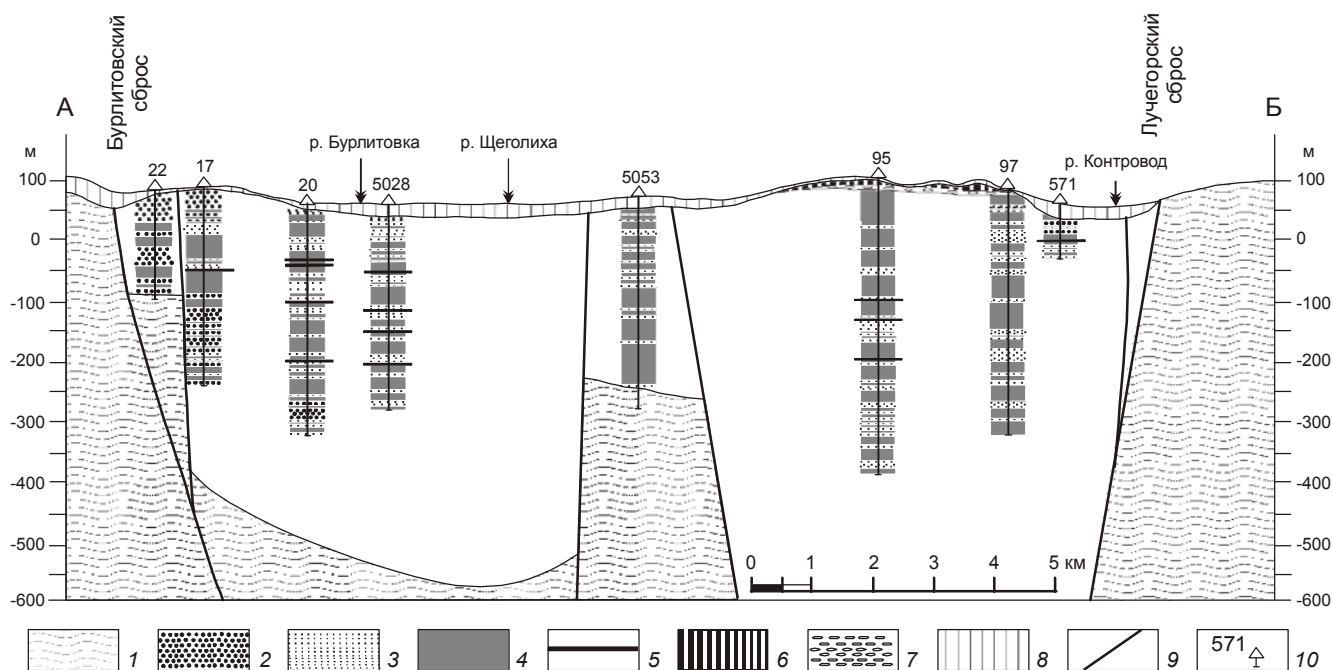


Рис. 3. Геологический разрез через центральную часть Нижнебикинской впадины. Положение разреза см. на рис. 2.

1 – докайнозойский фундамент; 2–5 – эоцен-нижеолигоценовые континентальные отложения: 2 – конгломераты и гравелиты, 3 – песчаники, 4 – алевролиты и аргиллиты, 5 – пласты бурого угля; 6 – плиоценовые галечники; 7 – плиоцен-четвертичные платобазальты; 8 – четвертичные элювиальные, делювиальные и аллювиальные отложения; 9 – разломы; 10 – скважины и их номера (расположение см. на рис. 2).

то-щелнистые склоновые образования, приуроченные к базальным слоям. Ближе к центру впадины эти породы быстро замещаются более тонкообломочными – песчаниками и алевролитами с пластами бурых углей, принадлежащими к фациям проточных и слабо проточных озер и болот, одновременно со значительным увеличением общей мощности свиты [13].

Для разреза характерна ясно выраженная ритмичность. Ритмослой мощностью от нескольких до первых десятков метров состоит из 2–3 элементов, слагающих трансгрессивные циклы от конгломератов (или песчаников) до алевролитов и аргиллитов. Такая ритмичность является, по-видимому, результатом блуждания водотоков по широкой долине при интенсивном погружении зоны седиментации. Завершающие некоторые из ритмов пласты углей отражают, по-видимому, этапы зарастания старичных озер. По мере приближения к краевым частям впадины мощности ритмов уменьшаются.

В юго-восточном борту впадины в районе пос. Лучегорск свита значительно (не менее, чем на 600 м) погружена вдоль краевого сброса. В центральной части впадины свита не изучена на полную мощность – вскрытая скважинами ее мощность не

превышает 350 м (скв. 20). С учетом гравиметрических данных и данных электроразведки, максимальная мощность свиты может достигать 850 м. Изученная часть разреза содержит четыре группы (номера 16–19) угольных пластов (нумерация групп угольных пластов сквозная сверху вниз для всех разрезов бассейна). Группы образованы сближенными угольными пластами, разделенными прослоями алевролитов и углистых аргиллитов. Иногда пласты углей сливаются, образуя залежи мощностью до 36 м, в плане не совпадающие друг с другом.

В западной краевой части впадины в районе действующего разреза “Лучегорск-2” мощность свиты значительно сокращена (до 160 м), разрез представлен преимущественно тонкообломочными породами – алевролитами с редкими линзами песчаников и пластами бурого угля (рис. 4, 5). Глинистые породы и угли нередко залегают здесь непосредственно на дотретичном фундаменте. В настоящее время отрабатывается 16-я группа угольных пластов, в частности – залежь мощностью 15–24 м, полого (до 5°) погружающаяся в восточном направлении (рис. 6А).

Лучегорская свита согласно перекрывает контроводскую, выходит на поверхность также в кра-

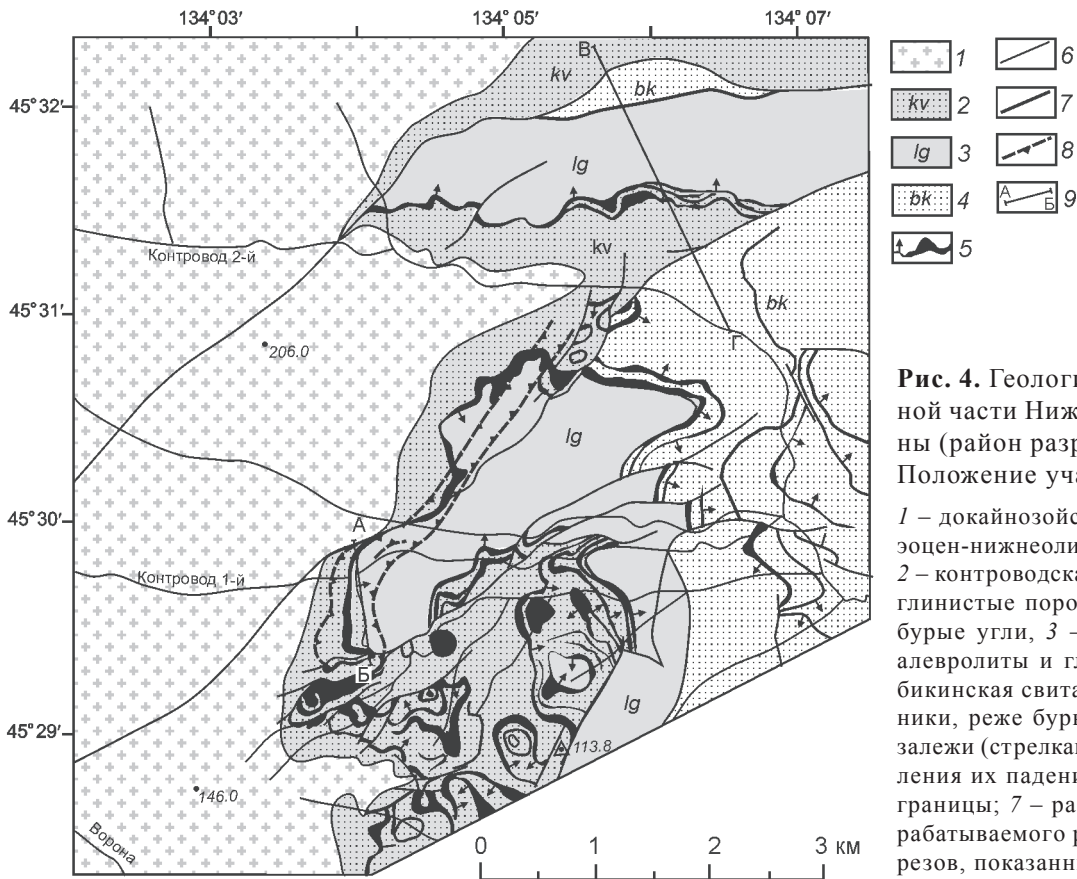


Рис. 4. Геологическая карта западной части Нижнебикинской впадины (район разреза “Лучегорск-2”). Положение участка см. на рис. 2.

1 – докайнозойский фундамент; 2–5 – эоцен-нижеолигоценовые отложения: 2 – контроводская свита – алевролиты, глинистые породы, реже песчаники и бурые угли, 3 – лучегорская свита – алевролиты и глинистые породы, 4 – бикинская свита – алевролиты, песчаники, реже бурые угли, 5 – угольные залежи (стрелками обозначены направления их падения); 6 – геологические границы; 7 – разломы; 8 – уступы обрабатываемого разреза; 9 – линии разрезов, показанных на рис. 5.

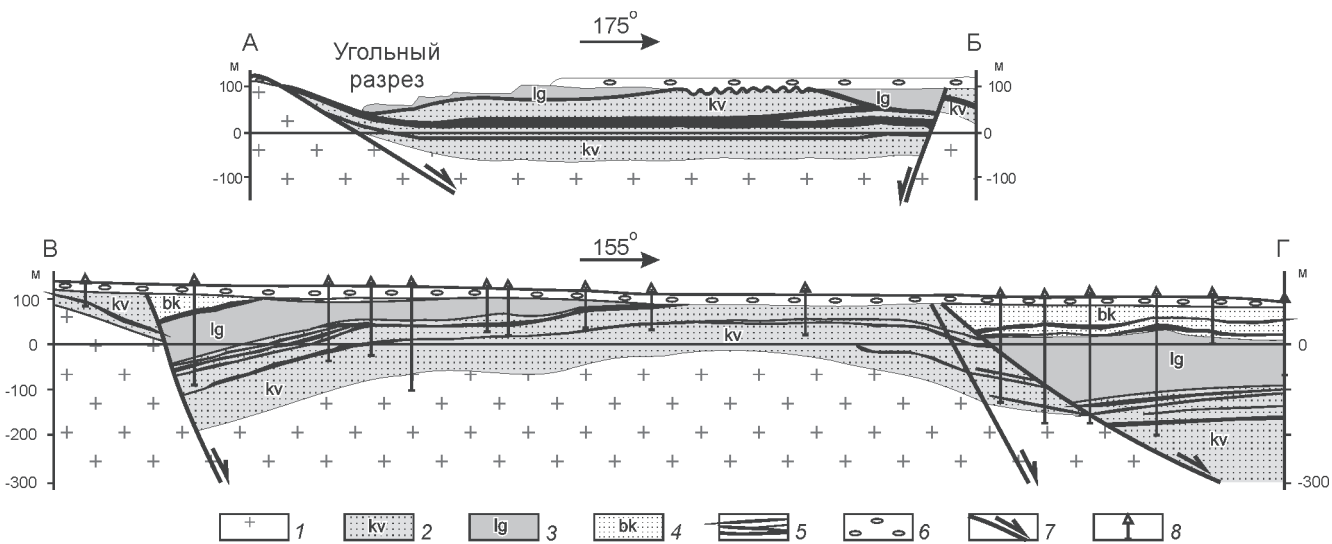


Рис. 5. Геологические разрезы западной части Нижнебикинской впадины. Положение разрезов см. на рис. 4.

1 – докайнозойский фундамент; 2–5 – эоцен-нижеолигоценовые отложения: 2 – контроводская свита – алевролиты, глинистые породы, реже песчаники и бурые угли, 3 – лучегорская свита – алевролиты и глинистые породы, 4 – бикинская свита – алевролиты, песчаники, реже бурые угли, 5 – угольные залежи; 6 – четвертичные отложения; 7 – сбросы; 8 – буровые скважины.

евых частях впадины. Мощность ее 160–180 м, сложена она монотонными алевролитами и аргиллитами, в краевых частях впадины содержащими прослой песчаников и, редко, конгломератов. Формирование свиты происходило в обстановке крупного проточного озера [13].

Бикинская свита распространена, главным образом, в центральной и юго-восточной частях депрессии, где ее мощность достигает 500 м. Нижняя граница свиты проводится по подошве нижнего угольного пласта 15-й группы. В восточном и северном направлениях угольные пласты выклиниваются, здесь подошва свиты проводится условно. В строении свиты принимают участие алевролиты, аргиллиты, песчаники, угли, туфопесчаники и туфоалевролиты, редко гравелиты и конгломераты аллювиальных (руслowych и пойменных) и озерно-болотных групп фаций. Русловые фации доминируют в южной и юго-восточной приразломных частях впадины, здесь проявлена отчетливая ритмичность отложений (подобная описанной для контроводской свиты) с конгломератами, гравелитами и песчаниками в основаниях ритмов. По мере перемещения в северном направлении нижние элементы ритмов выклиниваются и разрез приобретает более монотонное строение.

В составе бикинской свиты установлено 15 групп угольных пластов сложного строения, из которых верхние, иногда сливаясь, образуют угольные залежи мощностью до 34 м.

Возраст отложений впадины

Выводы о возрасте отложений впадины базируются на палеоботанических данных, полученных рядом исследователей в разные годы изучения и отработки угольных разрезов. К настоящему времени достигнут консенсус по поводу нижней возрастной границы комплекса – это эоцен. В частности, в нашей коллекции растительных остатков из мелкозернистых песчаников в верхней части нижней угленосной толщи (кровля угольного пласта № 16) преобладает *Populus eowightiana* (Endo) Tanai et Uemura. Кроме того, встречены *Equisetum arcticum* Heer, *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney, *Gliptostrobus europaeus* (Brong) Heer, *Cercidiphyllum palaeojaponicum* Endo, *Platanus* sp., *Protophyllum* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Alnus subezoensis* Tanai, *Zelkova kushiroensis* Oishi et Huz., “*Acer*” *arcticum* Heer (определения Б.И.Павлюткина). Кроме “транзитных” *Metasequoia* и *Gliptostrobus*, остальные виды характерны для эоцена различных районов Дальнего Востока; в Приморье они известны в составе угловской и (частично) усть-давыдовской флор. Лишь немногие из них переходят границу верхнего эоцена.

Разрез нижней части нижней угленосной толщи (по материалам бурения) характеризуется спорово-пыльцевым комплексом, который Т.И. Петренко относит к эоцену. Наибольшее сходство намечается со спектрами угловской свиты Шкотовской впадины юга Приморья. Это позволяет датировать возраст нижней угленосной толщи эоценом, более вероятно, ранним.

Безугольная, лучегорская, свита по результатам спорово-пыльцевого анализа [2] сопоставляется с надеждинской свитой Южного Приморья, возраст которой, согласно палеоботаническим данным, соответствует среднему эоцену [7].

Верхняя угленосная толща (бикинская свита) датируется, [10], ранним–средним миоценом. Однако официально принятая точка зрения противоречит имеющимся палеоботаническим данным. Во-первых, палинокомплекс из нижней части верхней угленосной толщи обнаруживает четко выраженное сходство с палинофлорой усть-давыдовской свиты в ее стратотипическом разрезе [2]. Возраст последней отвечает уровню позднего эоцена [7]. Во-вторых, комплекс макрофитофоссилий (коллекция А.К. Седых, собранная в интервале 3-й группы угольных пластов), согласно определениям Р.С. Климовой, соответствует олигоцену [2]. К аналогичному выводу пришел А.С. Кундышев на основании анализа коллекции макрофоссилий, собранной им из того же интервала [6].

А.Г. Аблаев, датирует все три свиты Нижнебикинской впадины эоценом [1]. Согласно палинологическим данным [9], смена эоценового типа палинофлоры на олигоценовый фиксируется на уровне основания 3-ей группы угольных пластов.

Таким образом, возраст нижней угленосной толщи – ранний эоцен; средней, непродуктивной (лучегорской свиты) – средний эоцен; верхней угленосной (бикинской свиты) – поздний эоцен, кроме интервала выше 4-ой группы угольных пластов, датируемого олигоценом.

ДИСЛОКАЦИИ

Сбросы северо-восточного простирания и сопровождающие их пликвативные дислокации

Нижнебикинская впадина представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении грабен-синклиналь с более погруженным юго-восточным крылом. С северо-запада и юго-востока она ограничена Бурлитовским и Лучегорским сбросами (рис. 2, 3). Эти разломы, хотя и не изучены с поверхности, установлены достаточно уверенно по уступообразному погружению подошвы палеогеновых отложений,

а также по геофизическим данным – им отвечают аномалии типа гравитационных ступеней. Кроме того, система ветвящихся сбросов прослежена вдоль осевой части впадины. В ее северо-восточной части между двумя такими ответвлениями по данным бурения установлен выступ фундамента, поднятый относительно окружающего ложа бассейна не менее, чем на 500 м (рис. 3). Слои падают преимущественно в направлении погруженных частей впадины под углами 0–10°. В прибортовых частях наклон слоев нередко увеличивается до 20–30°, а в зонах тектонических нарушений – до 40–50°.

Некоторые из приведенных выше данных указывают на то, что разломы северо-восточного простирания, в первую очередь контролирующие северо-западную и юго-восточную границы впадины, были активными в процессе седиментации. Об этом свидетельствует наличие грубообломочных фаций контроводской свиты вдоль Бурлитовского разлома (рис. 3) – развивавшегося сбросового уступа –, быстро сменяющихся тонкообломочными породами по мере удаления от него в направлении к центру впадины. Русловые более грубообломочные отложения характерны и для бикинской свиты вблизи Лучегорского разлома. По мере перемещения в северо-западном направлении эти фации сменяются достаточно монотонными, преимущественно глинистыми образованиями и углями озерно-болотных фаций.

Как показали результаты детального бурения в юго-западной краевой части впадины, выступы фундамента контролируют распределение фаций. Особенно убедительны данные о поведении 18-й группы угольных пластов, залегающих в непосредственной близости от фундамента. Промышленная угленосность этих пластов приурочена в основном к понижениям фундамента, а на выступах мощность пластов угля уменьшается при ухудшении качества.

На рис. 7 показаны разломы и угольные пласты, выявленные и прослеженные поверхностными выработками и по данным бурения скважин в районе разреза “Лучегорск-1”. Разломы имеют северо-восточное (45–70°, среднее – около 60°) простирание, падение на северо-запад и юго-восток под углами 30–60°. Амплитуда сбросовых перемещений составляет от первых до первых сотен метров. Для этих разломов А.Н. Седых предполагает сдвиговую компоненту перемещений [13], однако каких-либо подтверждений этому мы не обнаружили. На поверхностях сместителей относительно малоамплитудных разрывов, которые мы наблюдали в стенках карьеров, отмечены только сбросовые штриховки скольжения.

Гигантское зеркало скольжения отпрепарировано вдоль северо-западной стенки разреза “Луче-

горск-2” при отработке 16-й группы угольных пластов (рис. 6 А, В). Плоскость сместителя ориентирована со средним азимутом падения 150°, углом падения 35°. Штриховки скольжения погружаются строго в том же направлении, уступы скольжения определенно указывают на чисто сбросовые перемещения (рис. 6В). В лежащем боку обнажены породы домелового фундамента (интенсивно дислоцированные кремни, песчаники и алевролиты), в то время как в висячем боку – палеогеновые слабо литифицированные глинистые породы и угли. Зона сброса имеет мощность более полуметра и образована перетертым до состояния милонитов материалом пород фундамента. Совершенно очевидно, что данное зеркало скольжения не могло сформироваться путем трения соприкасающихся в настоящее время кремней и песчаников фундамента и пластичных углей и глинистых пород палеогена – в процессе перемещений с обоих боков перетерлись породы фундамента. Соответственно, минимальная вертикальная амплитуда перемещения включает глубину погружения фундамента в висячем боку, что составляет на данном участке около 100 м (рис. 5, разрез А-Б). На разрезе В-Г (рис. 5), составленном для более северо-восточного участка впадины, видно, что вертикальная амплитуда перемещений вдоль этого же разлома составляет около 200 м.

Во многих случаях (но не всегда) наблюдаются флексуобразные изгибы слоев, прилегающих к разломам (например, западная часть разреза А-Б на рис. 5). Иногда при погружении висячих боков пласты приобретают наклон (до 15°) в сторону разлома (западная часть разреза В-Г на рис. 5). Показанные на рис. 7 наклоны угольных пластов также являются, по-видимому, результатом погружений вдоль систем сбросов. В осевых, удаленных от разломов частях впадины первичное практически горизонтальное залегание слоев полностью сохраняется. В целом же можно говорить о том, что пликвативные дислокации палеогеновых пород впадины в большинстве случаев обязаны перемещениям вдоль описываемых сбросов.

В этой связи представляется интересной структура юго-западной части впадины, вскрытая разрезом “Лучегорск-2” (разрез А-Б на рис. 5). Здесь нижняя часть разреза, включающая главную залежь угля, залегает в виде мульды с плоским дном и падающими навстречу друг другу под углами 20–25° приразломными бортами. Залегающая выше кровля угленосной толщи, образованная либо одним пластом угля, либо горизонтом часто чередующихся пропластков угля и глинистых пород (от 10 до 50 см каждый, общая мощность 5–10 м), образует анало-

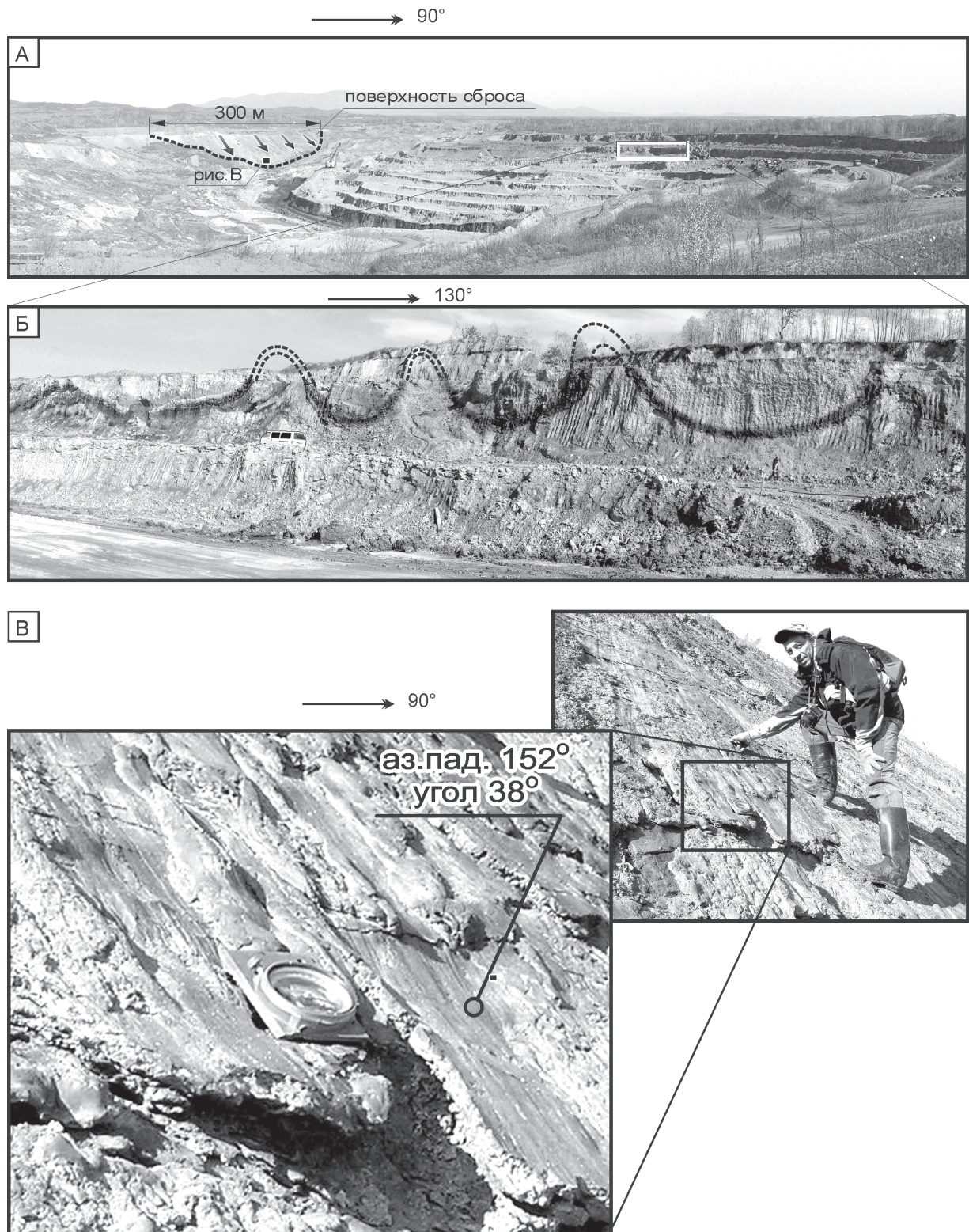


Рис. 6. Дислокации угленосной толщи на разрезе "Лучегорск-2".

А – общий вид разреза. На нижнем его уступе обрабатывается залегающий на данном участке близгоризонтально пласт угля мощностью 15–24 м. В левом верхнем углу снимка – отпрепарированная плоскость сместителя сброса, в лежачем боку которого – породы докайнозойского фундамента; Б – поверхностные гребневидные складки вдоль восточного уступа разреза, образованные маломощными пропластками черных углей среди светло-серых глинистых пород; В – Штриховки и борозды скольжения на поверхности сброса, обозначенного на рисунке А.

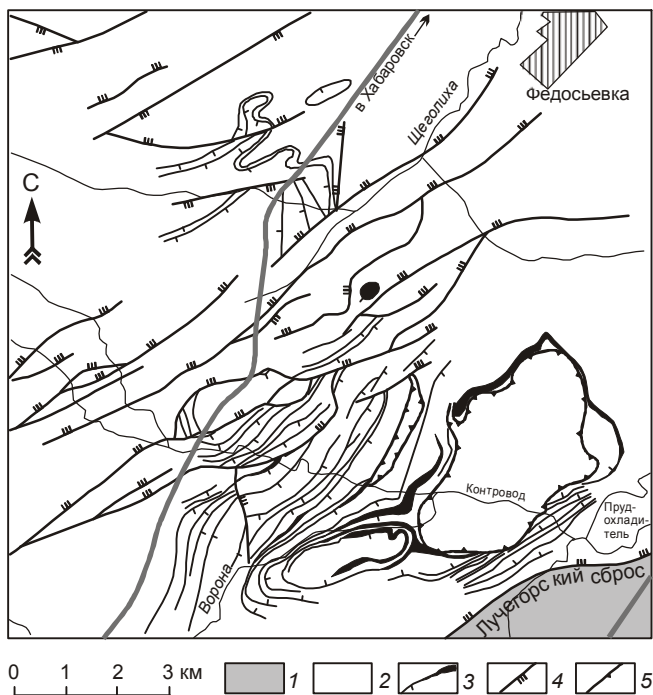


Рис. 7. Структура центральной части Нижнебикинской впадины (район разреза “Лучегорск-1”). Положение участка см. на рис. 2.

1 – докайнозойский фундамент; 2 – эоценовые терригенные отложения; 3 – залежи бурого угля (штрихами показаны направления их погружения); 4 – сбросы (тройными штрихами показаны направления их падения); 5 – контур действующего разреза.

гичную, но уже антиклинальную структуру, причем этот горизонт на крыльях складки сливается с нижней, главной угольной залежью. Зажатое между угольными залежами линзовидное тело мощностью до 70 м, образующее ядро как положительной, так и отрицательной структур, представлено преимущественно глинистыми породами, содержащими остатки флоры и рыб, в южной части переходящими в кослоистые песчаники с остатками стволов деревьев. Ориентировки слоистости в этих породах субпараллельны слоистости верхнего угольного пласта и, соответственно, у кровли главной угольной залежи разреза слои встречаются под углами до 30°. Представляется очевидным, что такое соотношение ориентировок слоев возможно только в результате прилегания продолжавшего накапливаться терригенного материала к уже наклоненному нижележащему угольному пласту (рис. 8). Сходная ситуация возможна и при сползании пород с крыльев к центру мульды, но каких-либо следов скольжения вдоль кровли главной угольной залежи мы здесь не обнаружили. Получается, что, с одной стороны, сбросо-

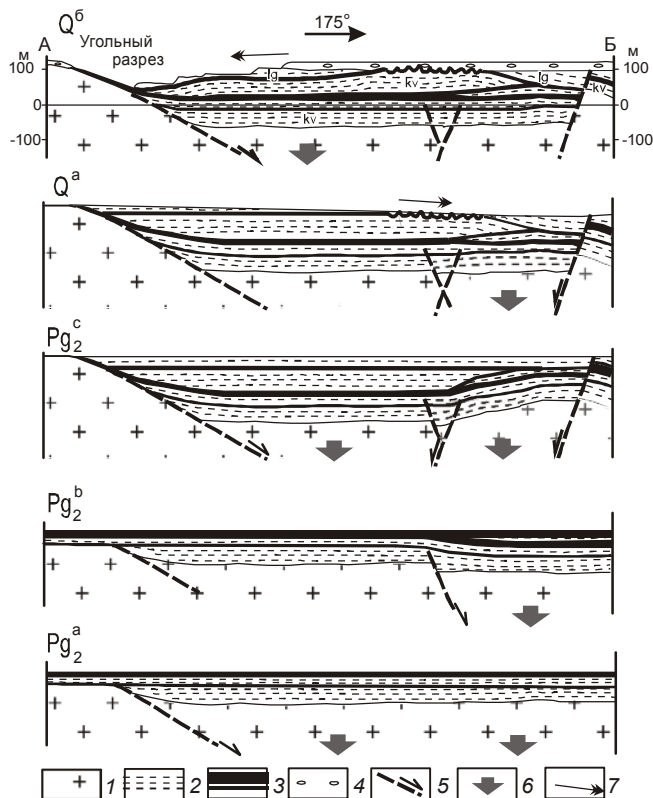


Рис. 8. Предполагаемый сценарий формирования западной части Нижнебикинской впадины (пояснения в тексте).

1 – докайнозойский фундамент; 2 – эоценовые терригенные отложения; 3 – пласты бурого угля; 4 – четвертичные отложения; 5 – сбросы; 6 – участки погружения впадины; 7 – направления гравитационного скольжения при формировании поверхностных складок.

вые перемещения происходили в процессе седиментации, а с другой – что близкое к горизонтальному залегание главной угольной залежи разреза в его южной части является вторичным.

Разломы северо-западного простирания в рамках впадины крайне редки. Примером является разлом, осложняющий строение обрабатываемой на разрезе “Лучегорск-1” угольной залежи мощностью около 20 м, принадлежащей 4-й группе угольных пластов в верхней угленосной (бикинской) свите. Разлом имеет близкое к вертикальному падению на СВ 45°. С юго-запада к нему причленяется ядро антиклинали с крутыми (до 80°) падениями крыльев в приосевой части и близгоризонтальным шарниром. Северо-восточнее пласты плавно выполаживаются и уже в 30 м от разлома угольная залежь имеет “фоновое” близгоризонтальное залегание (рис. 9). Юго-западнее крутые падения пластов также быстро сменяются близгоризонтальными залеганиями. В зоне раз-

лома и прилегающих участках угли и глинистые породы интенсивно расланцованы, осложнены микроскладками течения, что указывает на его формирование в обстановке сжатия.

Поверхностные складки

Складки с крутыми падениями на крыльях, порою опрокинутые и лежащие, прослеживающиеся на поверхности и исчезающие на более глубоких горизонтах, известны с начала отработки третичных бурогольных месторождений Приморья, где они широко распространены. Такие складки установлены как в толще плейстоценовых “бурых суглинков”, так и в подстилающих третичных угленосных образованиях. Приуроченность к поверхности (обычно до глубины 30 м) послужила основанием для отнесения этих складок к нетектоническим структурам [8].

Прекрасное обнажение таких складок мы наблюдали в южной части восточной стенки разреза “Лучегорск-2” (рис. 6Б, 8). На протяжении более чем 300 м в меридиональном направлении выше кровли пачки практически горизонтально залегающих глинистых пород наблюдается серия складок, образо-

ванных часто чередующимися глинистыми породами и бурыми углями (последние в пропластках мощностью до 0.5 м, обычно 0.1–0.3 м). Общая мощность пачки переслаивания – около 10 м, ею завершается разрез нижней угленосной (контроводской) свиты. Эта пачка в целом полого погружается на север и перекрывается монотонными глинистыми породами, включаемыми в лучегорскую свиту.

Полоса распространения складок имеет высоту 12–15 м, выше с размывом залегает толща плейстоценовых бурых суглинков с окатанными гальками и валунами в основании, мощность которой в среднем около 15 м. Простираения складок от северо-восточных до широтных (рис. 10). Осевые плоскости антиклиналей располагаются достаточно равномерно на расстояниях 15–35 м друг от друга. Углы падения слоев на крыльях антиклиналей резко увеличиваются по мере приближения к их осям от 20–30 до 90°. Антиклинали разделены мульдообразными синклиналями, в осевых частях которых нередки участки с практически горизонтальными залеганиями пород. Ясно выраженная вергентность складок на этом уча-

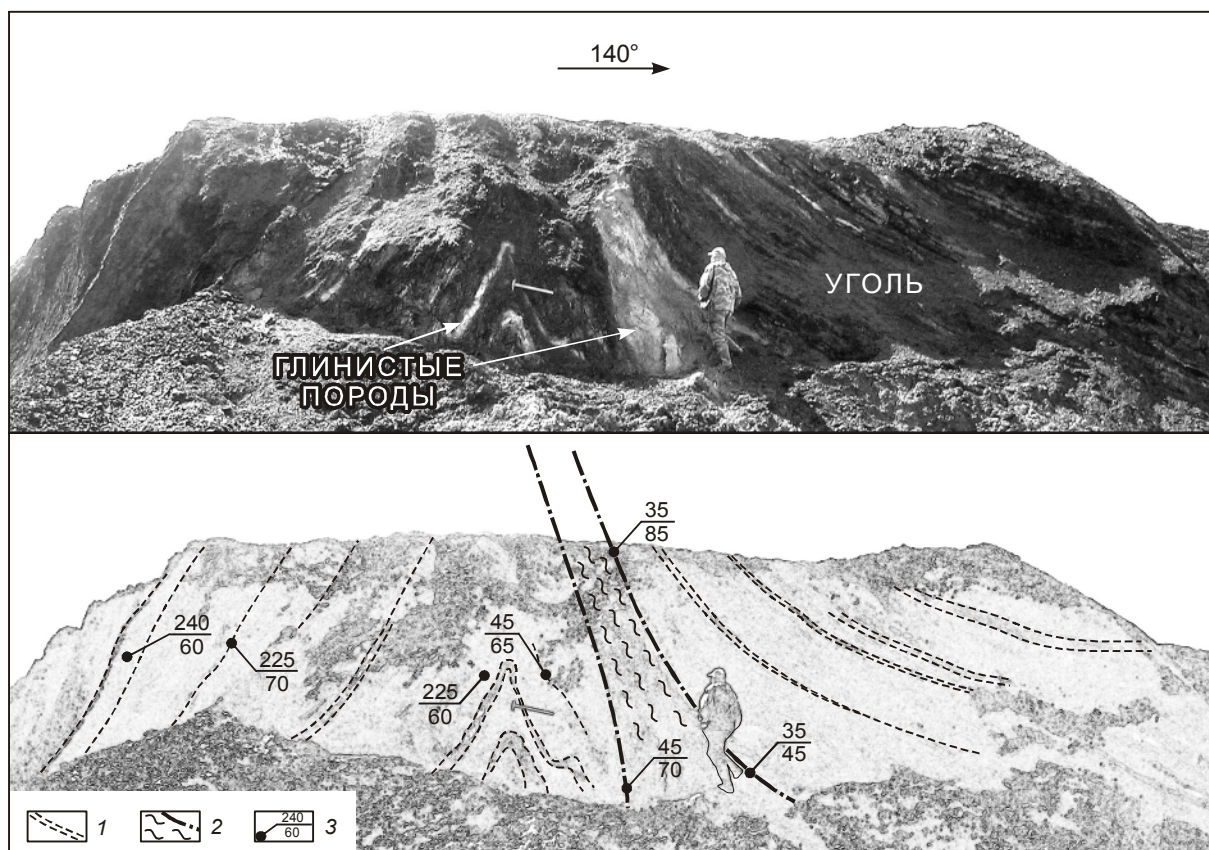


Рис. 9. Дислокации угленосной толщи вблизи разлома северо-западного простирания. Разрез “Лучегорск-1”.

1 – слоистость; 2 – границы зоны разлома, выполненной расланцованными глинистыми породами; 3 – ориентировки слоистости и сместителей разрывов: в числителе – азимут, в знаменателе – угол падения.

стке не обнаруживается. Севернее описываемой полосы, там, где к поверхности подходят перекрывающие угленосную пачку монотонные глинистые породы лучегорской свиты, складки исчезают и сменяются полого падающей на ССЗ моноклиной. Эта моноклиналь лишь на локальных участках осложнена единичными микроскладками, осевые плоскости которых наклонены на ЮЮВ.

Б.И. Павлюткин и А.Д. Боровский [8] предполагали, что поверхностные складки являются криогенными, то есть их формирование является результатом разрядки локальных напряжений при вспучивании, сопровождавшем формирование ледяных лакколлитов в одну из холодных эпох позднего антропогена, а также позднее, в процессе деградации многолетней мерзлоты. Не исключая возможности реализации такого способа формирования поверхностных складок на конкретных участках, отметим, что ледяные лакколлиты являются очаговыми (в плане изометричными) структурами и для объяснения формирования наблюдаемой на разрезе “Лучегорск-2” закономерной, практически линейной микроскладчатости этот механизм явно не подходит. В.К. Седых считал, что деформации поверхностных слоев связаны с процесса-

ми солифлюкции – гравитационного оползания вниз по склону вдоль поверхности мерзлых пород слоя сильно обводненных (а от этого чрезвычайно пластичных), обычно глинистых образований [13]. Эти представления, по-видимому, справедливы в части, касающейся определяющей роли гравитации при формировании рассматриваемых складок, то есть они действительно могли формироваться только в процессе скольжения поверхностных слоев вниз по склону. Вместе с тем, мы считаем, что подключение мерзлотных процессов в данном случае совершенно не обязательно – роль сильно обводненной, пластичной подошвы каскада микроскладок могли выполнять обычные водоупоры – например, как в описываемом случае, пласты глинистых пород.

Учитывая, что простирания крыльев и осей рассматриваемых микроскладок достаточно выдержанны и совпадают с простираниями сбросов (рис. 10), можно предполагать, что их формирование происходило в процессе гравитационного скольжения вниз по склону, образованному при погружении присбросового участка бассейна (рис. 11). Вполне вероятно также, что спусковым механизмом для такого скольжения являлись сейсмические толчки, сопровождающие движения вдоль сбросов. Таким образом, формирование описываемых поверхностных складок было, по-видимому, тесно связано со сбросовыми перемещениями, то есть эти складки можно считать тектоно-гравитационными образованиями.

Важно отметить, что линейные валы и впадины, характеризующие микрорельеф поверхности после формирования микроскладок, не были полностью уничтожены в процессе денудации – понижения, приуроченные к осям синклиналей, достаточно быстро были захоронены четвертичными аллювиальными отложениями. Соответственно, можно полагать, что формирование поверхностных складок и накопление перекрывающего аллювия происходили близко-одновременно. Появляется, таким образом, возможность датировки послезоценовых сбросовых перемещений по возрасту перекрывающих образований. На одном из участков разреза “Лучегорск-1” (рис. 12) спорово-пыльцевые спектры из двух опробованных нами прослоев темно-серых песков среди галечников датируют вмещающие отложения ранним плейстоценом (заключение Н.И. Беляниной, ТИГ ДВО РАН).

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ПОСЛЕДУЮЩЕГО РАЗВИТИЯ ВПАДИНЫ

Приведенные выше данные о составе заполняющих впадину отложений, особенностях распределения фаций в плане и в разрезе и характере постсе-

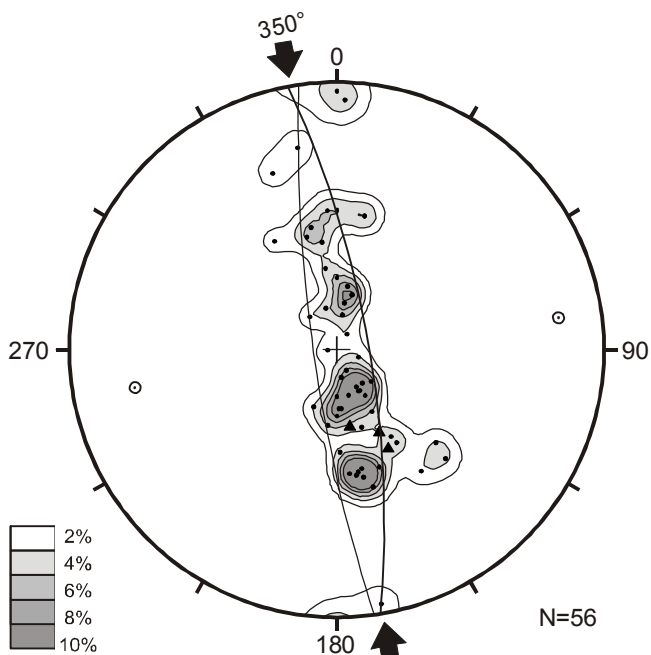


Рис. 10. Диаграмма ориентировок слоистости на разрезе “Лучегорск-2” и ограничивающего бассейн сброса. Сетка Вульфа, верхняя полусфера.

На диаграмме изображены: изолинии полюсов и полюсы поверхностей напластования (точки) и полюсы сброса (треугольники), пояса слоистости (дуги больших кругов) и их осей (точки в кружках). Стрелками показано основное направление сжатия при формировании складок.

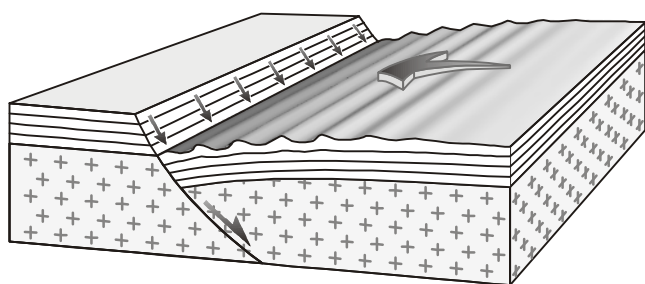


Рис. 11. Формирование поверхностных складок путем гравитационного оползания вниз по склону, образованному в процессе сбросовых перемещений по разлому.

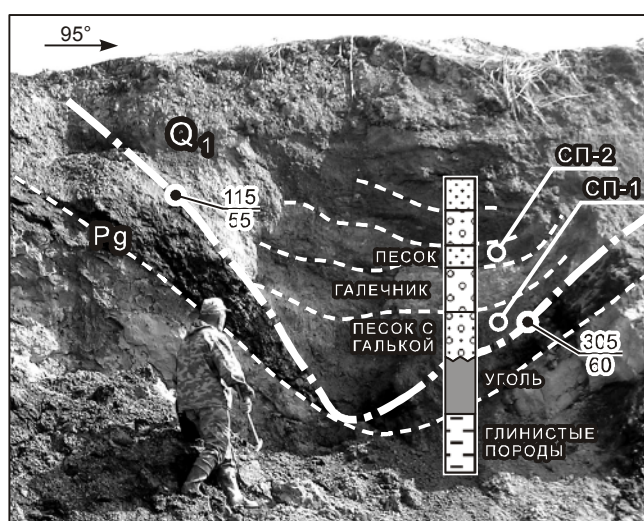


Рис. 12. Обнажение сероцветных четвертичных образований, заполняющих ядро поверхностной синклинали. Показаны точки отбора проб на спорово-пыльцевой анализ. Разрез “Лучегорск-1”.

диментационных дислокаций свидетельствуют о том, что определяющую роль при формировании и последующем развитии впадины играли сбросовые перемещения вдоль разломов ВСВ (в среднем около 60°) простирания – в первую очередь, вдоль граничных Бурлитовского и Лучегорского разломов. В частности, развитие грубообломочных пород вблизи этих разломов и их исчезновение (с увеличением общей мощности отложений) по мере перемещения к осевой части впадины является прямым указанием на активность граничных разломов в процессе седиментации, то есть в эоценовое время. Перемещения вдоль конседиментационных сбросов ВСВ простирания контролировали, как указывалось выше, детали распределения в плане и в разрезе состава и мощностей угленосных пачек. В более позднее время деформации, в том числе и четвертичных отложений,

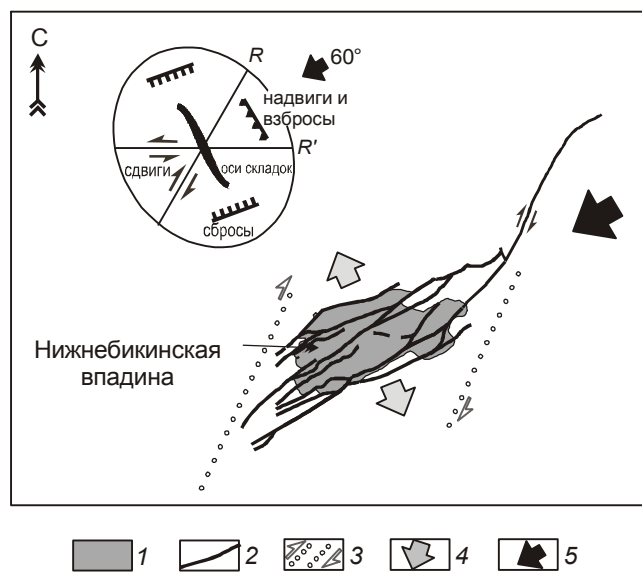


Рис. 13. Модель формирования Нижнебикинской впадины в зоне растяжения, формировавшейся при правосторонних перемещениях на участке двойного излома зоны Алчанского разлома.

1 – участки прогибания и заполнения впадины; 2 – разломы; стрелками обозначены направления сдвиговой компоненты перемещений; 3 – ограничения зоны синдвигового растяжения; 4 – направления синдвигового растяжения; 5 – ориентировка регионального сжатия.

В левом верхнем углу показаны геометрические взаимоотношения в плане ориентировок разрывов и складок, являющихся результатом ВСВ 60° регионального сжатия.

имели такой же характер и отличались лишь значительно меньшей интенсивностью.

Формирование структур растяжения, каковыми являются описываемые сбросы, происходило в поле сжатия, ориентированного вдоль этих структур, то есть в направлении ВСВ 60° (рис. 13). Присбросовые пликативные дислокации формировались, соответственно, также в условиях растяжения. Разломы СЗ простирания, в пределах впадины развитые локально, являются, как это показано выше (рис. 9), структурами сжатия.

Причиной формирования структур растяжения именно на рассматриваемом отрезке Алчанского разлома является, по-видимому, то, что наблюдаемое здесь ВСВ (около 60°) его простирание является аномальным на фоне простираний $25-45^\circ$ северо-восточнее и юго-западнее впадины (рис. 13). Примечательно, что юго-западнее, на территории Северо-Восточного Китая, вдоль продолжения Алчанского (Мишань-Фушунского) разлома на протяженном участке ВСВ 60° простирания вдоль северного обрамления Приханкайской низменности так-

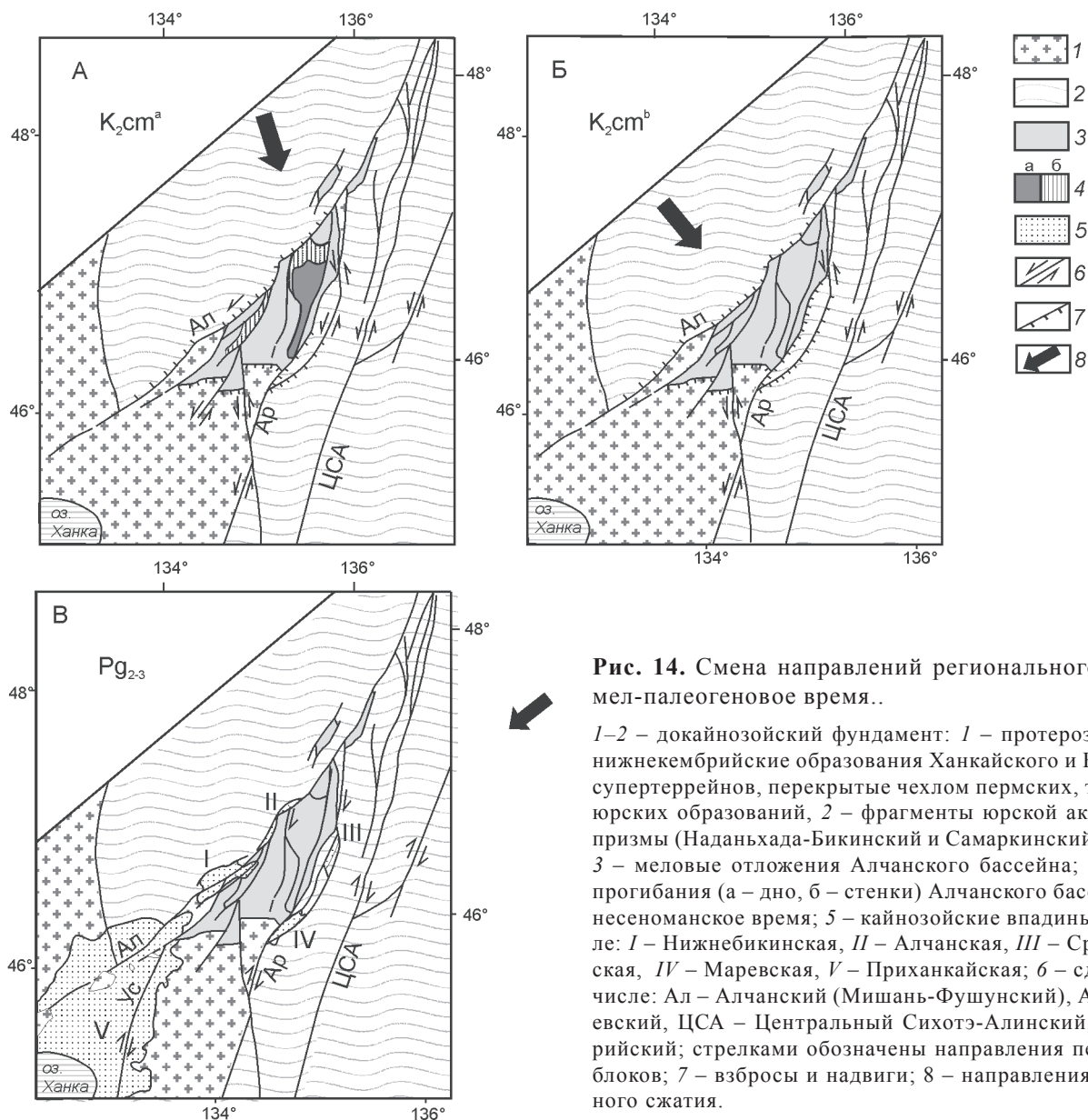


Рис. 14. Смена направлений регионального сжатия в мел-палеогеновое время..

1–2 – докайнозойский фундамент: 1 – протерозойские (?)–нижнекембрийские образования Ханкайского и Буреинского супертеррейнов, перекрытые чехлом пермских, триасовых и юрских образований, 2 – фрагменты юрской аккреционной призмы (Наданьхада-Бикинский и Самаркинский террейны); 3 – меловые отложения Алчанского бассейна; 4 – участки прогибания (а – дно, б – стенки) Алчанского бассейна в ранненеоманское время; 5 – кайнозойские впадины, в том числе: I – Нижнебикинская, II – Алчанская, III – Среднебикинская, IV – Маревская, V – Приханкайская; б – сдвиги, в том числе: Ал – Алчанский (Мишань-Фушунский), Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, Ус – Уссурийский; стрелками обозначены направления перемещений блоков; 7 – взбросы и надвиги; 8 – направления регионального сжатия.

же наблюдается почти непрерывная цепочка кайнозойских впадин (рис. 1, 14В). При упомянутом направлении сжатия ВСВ 60° вдоль отклоняющихся к северу от этого направления участков разлома можно ожидать правосдвиговую компоненту перемещений, которая должна полностью доминировать на участках разлома ССВ 25° простирания. Соответственно, обстановка растяжения в районе Нижнебикинской впадины по мере удаления от нее вдоль Мишань-Фушунского (Алчанского) разлома сменяется обстановкой косоугольного сжатия. В целом же Нижнебикинскую впадину (как и описанную нами ранее Угловскую впадину на юге Приморья [5]) можно считать полным аналогом бассейнов синдвигового

растяжения (pull-apart basins) на участках искривлений (или сочленений) сдвиговых зон [19].

О СМЕНЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ВОДОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ В МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОЕ ВРЕМЯ

К настоящему времени можно считать установленным, что формирование юрских и меловых структур восточного обрамления Евразии происходило в результате динамического взаимодействия относительно мало подвижного континента и активно двигающейся в северном (с отклонениями на СЗ и ССВ) направлении океанической плиты Изаанаги [4]. Результатом косоугольного сжатия явилось формирование

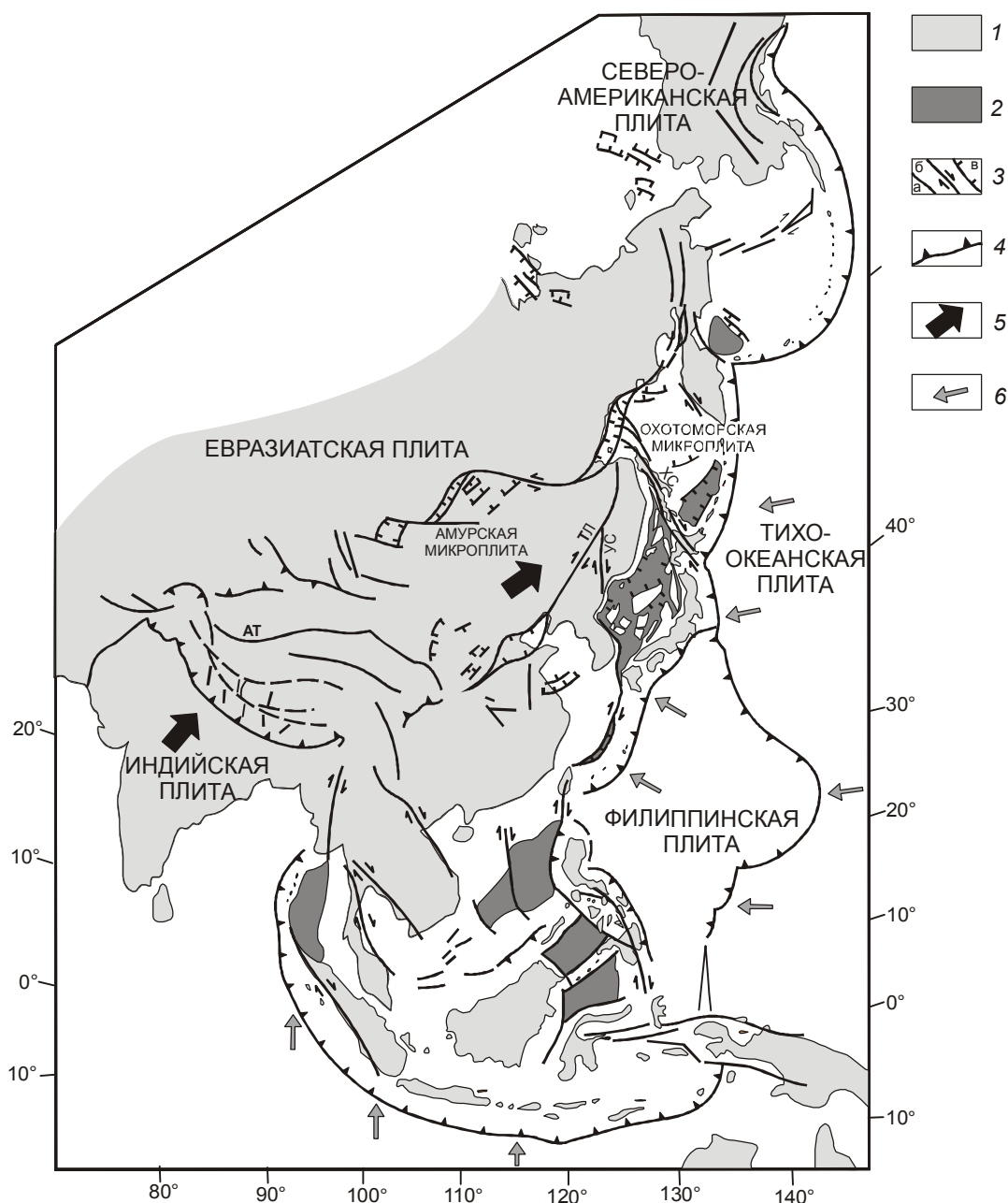


Рис. 15. Кайнозойские разломы и структуры растяжения, формирование которых связано с Индо-Евразийской коллизией (по [19] с небольшими изменениями и дополнениями).

1 – континентальная суша; 2 – фрагменты окраинных бассейнов с океаническим типом коры; 3 – разломы (а), в том числе – сдвиги с указанием направлений перемещений блоков (б) и сбросы (в); 4 – зоны субдукции. 5 – направления перемещений континентальных плит и их фрагментов; 6 – направления перемещений океанических плит.

Восточно-Азиатской [15] (в Китае – Тан-Лу [21]) системы окраинно-континентальных левых сдвигов северо-восточного простирания, распространяющихся вглубь континента на расстояние до 800 км, а также ориентированной в северо-восточном и восток-северо-восточном направлениях меловой складчатости в пределах, например, Сихотэ-Алинского орогенного

пояса [4, 15]. Перемещения вдоль этих сдвигов составляли сотни и первые тысячи километров [4]. На участках разветвлений, сближений и искривлений сдвиговых зон происходило формирование достаточно многочисленных бассейнов синсдвигового растяжения (pull-apart basins), нередко угленосных и нефтегазоносных (яркий пример – бассейн Сунляо на

северо-востоке Китая) [3]. В пределах рассматриваемого в данной статье района структурами мелового времени являются Алчанский (Мишань-Фушунский) разлом – главная ветвь системы Тан-Лу – и одноименный бассейн синсдвигового растяжения, расположенный на участке сочленения этого разлома с Арсеньевским разломом (рис. 14А) [3, 4].

Для кайнозойского времени (начиная, по крайней мере, с эоцена) региональное сжатие ориентировано совершенно иначе, а именно – в северо-восточном направлении. Соответственно, вдоль разломов северо-восточного простирания, в меловое время являвшихся структурами сжатия, в кайнозое доминируют процессы растяжения (с формированием седиментационных бассейнов), наиболее интенсивные на участках разломов, ориентированных параллельно ориентировкам сжимающих напряжений в отдельные отрезки времени на конкретных участках окраины. Вдоль разломов ССВ и меридионального простирания (например, вдоль Хоккайдо-Сахалинской системы разломов) в это время происходят уже правосторонние перемещения [12]. Ярким свидетельством того, что эти движения продолжаются по настоящее время, является простирающийся на ССВ 30° сейсморазрыв на поверхности земли, образовавшийся при разрушительном Нефтегорском землетрясении на Сахалине в 1995 году с одноактной амплитудой правых перемещений до 8 м [11].

Кайнозойские тектонические перемещения вдоль разломов ВСВ и меридионального простирания происходили в рассматриваемом регионе преимущественно вдоль запад-северо-западной и восток-юго-восточной границ Сихотэ-Алинь–Северо-Сахалинского орогенного пояса – западнее Арсеньевского разлома и восточнее морского побережья вдоль разломов, ограничивающих кайнозойские бассейны Татарского пролива (рис. 1). Центральная часть этого пояса, также испытывавшая в меловое время весьма интенсивные левосторонние перемещения вдоль разломов ССВ простирания (в первую очередь – вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома), в кайнозое практически сохранила свою целостность, представляя собой относительно монолитный блок. Таковым этот блок стал, по-видимому, в результате внедрений больших объемов гранитоидов в конце раннего мела, на завершающем этапе формирования пояса.

Что же послужило причиной столь резкой смены ориентировок сжимающих напряжений на границе мела и палеогена? Вполне очевидно, что ВСВ 60° направление сжатия не могло быть результатом взаимодействия Евразийской континентальной и Тихоокеанской океанической плит – последняя в течение

всего кайнозоя продолжала перемещаться в З и ЗСЗ направлениях с формированием соответствующей активной окраины [17]. Предположению о том, что ВСВ 60° направление сжатия связано с перемещениями на юг и юго-запад Охотоморской (и Северо-Американской) плит [14] относительно Евразии противоречит отсутствие в тылу этих плит соответствующих структур растяжения. Остается вариант, предложенный Л. Жоливе и др. [18], а несколько позднее развитый в статье Д. Уоррелла с соавторами [20], что кайнозойские правосдвиговые деформации вдоль восточной окраины Азии являются удаленным эффектом Индо-Евразийской коллизии. В соответствии с этой идеей, в результате столкновения Индийской и Евразийской плит крупные фрагменты Евразии перемещались на северо-восток относительно прилегающих Северо-Американской, Охотоморской, Тихоокеанской и Филиппинской плит (рис. 15). Движения последних двух происходили в это же время в поперечном, З и ЗСЗ направлениях [17] и, по-видимому, мало влияли на процесс структурообразования на рассматриваемом участке восточноазиатской окраины.

ВЫВОДЫ

1. Нижнебикинская впадина представляет собой бассейн синсдвигового растяжения (pull-apart basin), сформировавшийся в эоцен-раннеолигоценую стадию правосторонних перемещений по окраинно-континентальным сдвигам СВ простирания.

2. Формирование кайнозойских впадин Сихотэ-Алинского участка восточной окраины Азии происходило под действием сжатия, ориентированного в ВСВ направлении, и являлось, по-видимому, удаленным эффектом Индо-Евразийской коллизии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны И.В. Калинину – директору Лучегорского разрезуправления ЗАО ЛУТЕКС, разрешившему свободный доступ на действующие разрезы, а также Н.Д. Николайчуку – главному геологу и И.Н. Лифанову – геологу разрезуправления за консультации и представление текущих геологических материалов. Авторы благодарят также Т.М. Михайлик за помощь в оформлении рукописи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 08-05-90300) и фонда ДВО РАН (проекты 09-III-A-08-406, 09-1-ОНЗ-01 и 09-3-A-08-399).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аблаев А.Г., Чен-Сен Ли, Ю-Фей Ван. Палеоген Бикино-Уссурийского бассейна седиментации. Владивосток: Дальнаука, 2006. 74 с.

2. Болотникова М.Д., Седых А.К. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Нижнебикинской впадины // Палинология Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 41–52.
3. Голозубов В.В., Амелъченко Г.Л., Ли, Донг-У и др. История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье) // Геотектоника. 2002. № 3. С. 53–65.
4. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
5. Голозубов В.В., Микловда С.В., Ли Донг-У и др. Динамика формирования кайнозойской Угловской впадины (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 22–33.
6. Кундышев А.С., Верховская Н.Б. О возрасте угленосных отложений Нижнебикинской впадины // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 121–127.
7. Павлюткин Б.И. Усть-давыдовская свита – ключевой палеогеновый стратон Приморья // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 78–92.
8. Павлюткин Б.И., Боровский А.Д. О масштабах и природе дислокаций в кайнозойских толщах Западного Приморья // Вопросы стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 82–88.
9. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Стратиграфия пограничных отложений олигоцена и миоцена в Приморье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 6. С. 119–127.
10. Решения IV Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Хабаровск, 1990): Объясн. зап. к стратиграфическим схемам. Хабаровск: ХГГГП, 1994. 124 с. (Препринт).
11. Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. 1996. № 2. С. 45–53.
12. Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры Сахалина, месторождений углеводородов и рудоносных зон // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1997. С. 80–109.
13. Седых А.К. Формирование кайнозойских угленосных впадин Приморья: Дис... д-ра геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2005. 300 с.
14. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов и М.И. Кузьмин. М.: Майк “Наука”, 2001. 390 с.
15. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
16. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Бялобжеский С.Г. и др. Кратоны и орогенные пояса Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 93–229.
17. Engebretson D, Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // Spec. Pap. Geol. Soc. Am. 206. 1985. P. 1–59.
18. Jolivet L., Davy Ph., Cobbold P. Right-lateral shear along the Northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision // Tectonics. 1990. V. 9, N 6. P. 1409–1419.
19. Twiss R.J., Moores E.M. Structural geology. W.H. Freeman and Company. New York. 1992. 532 p.
20. Worrall D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V. Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Eurasia collision // Tectonics. 1996. V. 15, N 4. P. 813–826.
21. Xu J. Basic characteristics and tectonic evolution of the Tancheng-Lujiang Fault Zone // Xu J. (ed.) Tancheng-Lujiang Wrench Fault System. John Wiley & Sons, 1993. P. 17–51.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

V.V. Golozoubov, Dong Woo Lee, S.A. Kasatkin, B.I. Pavlyutkin

Tectonics of the Cenozoic Nizhnebikinsky coal-bearing basin (Northern Primorye)

The Nizhnebikinsky basin located in the northern part of Primorye is infilled with Eocene-Lower Oligocene terrigenous continental coal-bearing deposits with a total thickness of ≤ 1500 m. The basin is the result of syn-strike-slip extension that occurred in the process of right-lateral displacements along the Alchan (Mishan-Fushung in NE China) fault of the Tan-Lu wrench fault system. The change of the left-lateral displacements along this system which dominated in the Cretaceous by the right-lateral ones in Cenozoic time is probably connected with Indo-Eurasian collision.

Key words: Cenozoic, stratigraphy, facies, normal faults, strike-slip faults, basin analysis, Primorye.