

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И РЕЛЬЕФ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ В МЕЗОЗОЕ И КАЙНОЗОЕ

И.С. Новиков¹, Ф.И. Жимулев¹, Е.В. Ветров^{1,2}, П.Ю. Савельева¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья,
630091, Красный просп., 67, Россия

Юго-восточная окраина Западной Сибири включает периферию Западно-Сибирской равнины и примыкающие горные сооружения северо-западной части Алтае-Саянской горной области. В среднем мезозое и позднем кайнозое она испытывала тектонические активизации с формированием горного рельефа на части ее территории. Эти активизации разделены длительным периодом тектонического покоя позднего мела—раннего-среднего палеогена, на протяжении которого мезозойские горные сооружения были уничтожены денудацией. Существовавший в это время на территории Западной Сибири эпиконтинентальный морской бассейн служил базисом денудации. Поскольку морской бассейн имел связь с Мировым океаном, то он испытывал последовательное прерывистое снижение уровня со стабилизацией на отметках 200, 250 и 300 м в современной системе абсолютных высот, согласно кривой Хага—Вейла. В ходе проведенной геоморфологической съемки на территории Салаира и Буготакско-Сокурской возвышенности в рельефе были выявлены данные уровни. На изученной части Буготакско-Сокурской возвышенности их высотное положение осталось неизменным с момента формирования, а Салаир в неотектоническом отношении представляет собой приподнятую глыбу со взбросовыми северной и восточной границами, слабонаклоненную на юго-запад. Скорость воздымания Салаира оценена в 0.1 мм/год. В ходе новейшей активизации граница области формирования горного рельефа существенно сместилась на юго-восток. Территории Предалтайской равнины и Буготакско-Сокурской возвышенности, на которых в юрское время существовали высокие горные сооружения оказались вне зоны новейшего внутриконтинентального орогенеза, Кузнецкая котловина и Чулымская равнина не стали областями накопления новейших моласс, что свидетельствует о значительно меньших высотах Кузнецкого Алатау и Салаира по сравнению с горными хребтами среднего мезозоя.

Геоморфология, неотектоника, палеогеография, поверхности выравнивания, внутриконтинентальный орогенез, Салаир, Алтае-Саянская горная область.

MESOZOIC AND CENOZOIC GEOLOGIC HISTORY AND SURFACE TOPOGRAPHY OF THE NORTHWESTERN ALTAI-SAYAN AREA

I.S. Novikov, F.I. Zhimulev, E.V. Vetrov, and P.Yu. Savelieva

Middle Mesozoic and Cenozoic tectonic events on the periphery of the West Siberian Plain and in the flanking mountains of the northwestern Altai-Sayan province produced highland topography over a part of southeastern West Siberia. The activity stages were separated by a long lull from Late Cretaceous through middle Paleogene, when the Mesozoic mountains were denuded to the base level corresponding to the level of the West Siberian epicontinental sea. The sea of that time was connected to the World Ocean, and its level fell in several successive events. The periods of stable sea level are marked by surfaces at 200, 250, and 300 m above sea level (in the present reference of elevations) and correlate with global sea level changes according to Haq and Vail. The stability surfaces were revealed during geomorphological surveys in the Salair Range and in the Bugotak-Sokur upland. Their elevations have not changed since the origin in the studied part of the Bugotak-Sokur area, but the SW tilting Salair block delineated by thrust faults in the north and in the east has been uplifted at 0.1 mm/year. In the course of neotectonic activity, the line of mountain growth shifted notably to the southeast, leaving behind the Fore-Altai plain and the Bugotak-Sokur upland, which were occupied by high mountains in the Jurassic. The lack of post-Mesozoic molasse in the Kuznetsk Basin and in the Chulym plain indicates that the present Kuznetsk Alatau and Salair Ranges are considerably lower than their middle Mesozoic precursors.

Geomorphology, neotectonics, paleogeography, peneplain, continental orogeny, Salair Range, Altai-Sayan mountain province

ВВЕДЕНИЕ

На ранних стадиях изучения Алтае-Саянской области ее современный горный рельеф воспринимался как сохранившийся до наших дней результат позднепалеозойской складчатости [Tschihatceff, 1845; Щуровский, 1846]. В.А. Обручев первым указал на то, что современный рельеф Алтая обусловлен не складчатыми деформациями, а более молодыми блоковыми движениями, и что Алтай как складчатая горная страна давно исчез с лица Земли. Первоначально он полагал [Обручев, 1915], что формирование современного рельефа началось в мезозое, но новые геологические данные убедили его в более молодом возрасте тектонических движений, формирующих современный рельеф, и В.А. Обручев [1948] ввел термин «неотектоника» для обозначения рельефообразующих движений кайнозойского возраста, получивший впоследствии широкое распространение.

К 1950-м годам в ходе среднемасштабной геологической съемки юга Западной Сибири было выявлено значительное количество межгорных впадин юрского возраста, выполненных угленосной моласой. Это позволило К.В. Боголепову [1967, 1985] выделить в истории Алтае-Саянской горной области этап мезозойского «дейтероорогенеза», хронологически расположенного между классическим складчатым «протоорогенезом» позднего палеозоя и новейшим горообразованием позднего кайнозоя. Поскольку на большинстве территорий «дейтероорогенез» не был единственным и последним, В.Е. Хаин [1989] ввел понятие «рекуррентного дейтероорогенеза», т.е. периодически проявляющегося горообразования. В настоящее время процессы повторного горообразования в пределах складчатых поясов континентов называют внутриконтинентальным орогенезом [Хаин, Ломизе, 2010].

К середине 1970-х годов сложилось мнение, что на континентальном этапе территория Алтае-Саянской области трижды испытала тектонические активизации, приводившие к формированию горного рельефа в ее пределах. Происходили они в позднем палеозое—раннем триасе, среднем мезозое и позднем кайнозое [Герасимов, 1975].

Горообразовательные эпохи Алтае-Саянской горной области принято объяснять с позиций плитной тектоники близкими (позднепалеозойская) или удаленными (среднемезозойская и позднекайнозойская) коллизионными событиями [Новиков, 2002]. Первую эпоху можно рассматривать как результат закрытия Туркестанского и Джунгаро-Балхашского океанов и аккреции Казахстанского и Таримского континентальных блоков к Сибирскому кратону [Şengör et al., 1993; Windley et al., 2007; Seltnann et al., 2011; Liu et al., 2013; и др.]. Вторую — как удаленное воздействие коллизии киммерийского блока с Евразией при закрытии Палеотетиса [Yin, Harrison, 2000; Jolivet et al., 2001] или закрытия Монголо-Охотского палеоокеана и коллизии Северо-Китайского кратона с Евразией [Cogné et al., 2005; Донская и др., 2012; Yang et al., 2015]. Причленение блока Лхаса к южной окраине Евразии, произошедшее в раннем мелу [Karr et al., 2007; Zhu et al., 2013], также, вероятно, оказало влияние на динамику внутриконтинентального орогенеза в регионе. Кайнозойское внутриконтинентальное горообразование, после известных работ П. Молнара и П. Тапонье [Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier, Molnar, 1979; Van Hinsbergen et al., 2012], обычно связывают с коллизией Евразийской и Индо-Австралийской плит.

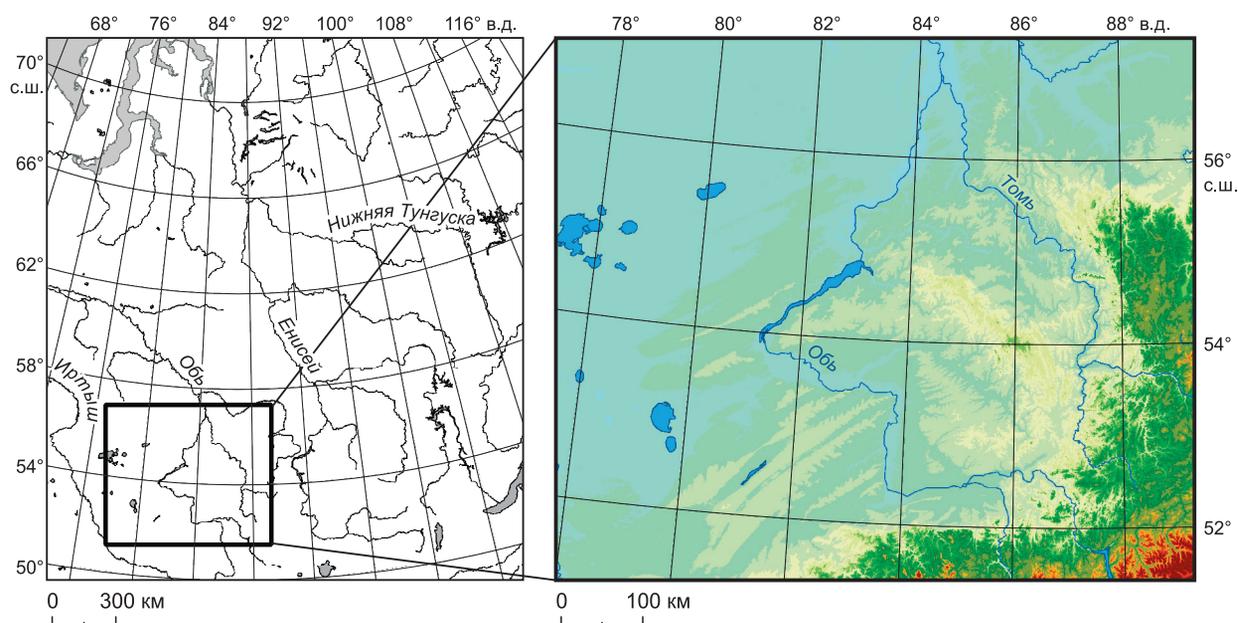


Рис. 1. Схема положения и орогидрография рассмотренной части Алтае-Саянской области.

Целью данной статьи является рассмотрение связи морфологии современного рельефа северо-западной части Алтае-Саянской горной области (рис. 1) с геологической историей этого региона на континентальном этапе развития в мезозойское и кайнозойское время. Для этой цели был проведен анализ пространственного распространения характера отложений мезозойских впадин на территории Кулундинской, Предалтайской и Чулымской равнин, Барабинской низменности, Буготакско-Сокурской возвышенности, Салаирского кряжа, Кузнецкого Алатау, Горной Шории, северной части Горного Алтая и Кузнецкой котловины. Это позволило реконструировать пространственную позицию позднеюрско-раннемеловых горных сооружений территории и сравнить их положение с крупными формами рельефа неотектонического этапа. Также были проведены детальные геолого-геоморфологические исследования территории на стыке Салаира и Буготакско-Сокурской возвышенности, сопровождавшиеся крупномасштабной геоморфологической съемкой. Это позволило детализировать последовательность рельефообразования в эпоху тектонического покоя в позднем мелу—палеогене и в ходе неотектонической активизации неоген-четвертичного времени.

ЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОЙ ПЕРИОД ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

В среднем—позднем триасе рассматриваемая территория находилась в состоянии тектонического покоя. В этих условиях позднепалеозойские горные сооружения были уничтожены денудацией, а на их месте выработана региональная поверхность выравнивания. Продукты разрушения горных сооружений выносились за пределы территории. Триасовых отложений в ее пределах практически нет за исключением сравнительно небольшой территории в центральной части Кузнецкой котловины, где на локальной территории развиты триасовые эффузивные и связанные с ними эффузивно-осадочные образования, а также небольшого Пыжинского грабена в районе Телецкого озера, где сохранилась поздне триасовая угленосная моласса. В поздне триасовое время на поверхности выравнивания была развита мощная площадная кора выветривания латеритного профиля, сохранившаяся в настоящее время только под юрскими отложениями в основании мезозойских разрезов Чулымской, Кулундинской и Предалтайской равнин [Иванья, 1972, 1973].

В юрско-раннемеловое время на рассматриваемой территории произошла тектоническая активизация и на месте триасового пенеплена был сформирован горный рельеф. В результате проявились два обособленных этапа внутриконтинентального орогенеза. Первый имеет раннесреднеюрский возраст и проявлен в заложении узких и глубоких приразломных впадин, выполненных сероцветной угленосной континентальной молассой. В пределах Кузнецкой впадины и Буготакско-Сокурской возвышенности раннесреднеюрские континентальные угленосные отложения объединены в тарбаганскую серию ($J_{1-2}tb$) общей мощностью 1700 м. Она представлена ритмичным чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов, каменных и бурых углей. На Предалтайской равнине ранне- и среднеюрские отложения на поверхность нигде не выходят, но вскрыты скважинами в многочисленных впадинах. Они выделены в качестве глушинской свиты ($J_{1-2}gl$), мощность которой достигает 400 м. Свита представлена чередованием конгломератов, песчаников и алевролитов с прослоями бурых углей [Адаменко, 1976; Бабин и др., 2007].

Хотя юрские отложения обычно перекрыты более молодыми толщами, но достаточно полные разрезы юры обнажаются в Кузнецкой впадине, в бортах угольных карьеров и в естественных обнажениях на берегах рек. Состав погребенных юрских отложений изучен по кернам скважин. Большинство впадин имеет одну или две разломные границы, образованные взбросами или сбросами [Бабин и др., 2015]. Так, Ненинско-Чумышская впадина имеет форму узкого линейного грабена и, исходя из общего структурного рисунка, она является пулл-апарт бассейном. Только юрские отложения осевой части Кузбасса и Чулымской равнины слагают пологие мульды. Характерной чертой большинства юрских впадин является большая мощность осадков при относительно малых плановых размерах [Котельников и др., 2008]. В Доронинской впадине (70×25 км) мощность юры составляет около 1500 м [Беляев, Нечаев, 1999; Свиридов и др., 1999], а по некоторым оценкам — до 1800 м [Вдовин, Малолетко, 1969; Вдовин, 1976].

Для осадочного выполнения впадин отмечается сильная фациальная изменчивость как гранулометрического состава, так и мощности стратиграфических подразделений, указывающая на синтетектонический характер осадконакопления. Максимальные мощности и мелкообломочные фации приурочены к крутым, приразломным крыльям прогибов. В нижней части осадочного выполнения впадин широко распространены валунно-галечные конгломераты и грубозернистые песчаники. В конгломератах распадской свиты, содержащей палинокомплексы раннеюрского возраста [Свиридов и др., 1999; Беляев, Нечаев, 1999], в основании Доронинской впадины встречаются валуны до 40 см в диаметре. В составе конгломератов Доронинской впадины описаны обломки бокситов [Фомичев, Алексеева, 1961], вынесенных при размыве коры выветривания поздне триасового пенеплена Салаира.

Таким образом, уже в раннеюрское время на данной территории существовали и размывались внутриконтинентальные горные сооружения. В средней юре тектоническая активность в источниках сноса затухает, и грубообломочные отложения сменяются тонкообломочными угленосными осадками [Davies et al., 2010].

Раннеюрские синорогенные впадины выполнены однотипным комплексом грубообломочных отложений, распространены на огромной территории Северной и Центральной Азии [Боголепов, 1967, 1985; Вдовин, Малолетко, 1969; Башарина и др., 1974; Башарина, 1975; Бувалкин, 1978; Hendrix et al., 1992; Davies et al., 2010]. Причины данного орогенного этапа дискуссионны. Коллизионным событием, вызвавшим внутриконтинентальный орогенез этого возраста в пределах рассматриваемой территории, могло быть столкновение Иранской плиты с Евразией в конце триаса [Zanchi et al., 2009, 2016], рассматриваемое как раннекембрийская орогенезия.

Второй мезозойский этап внутриконтинентального орогенеза имеет позднеюрско-раннемеловой возраст. Он проявился в деформациях и размыве раннесреднеюрских отложений. Например, отложения Доронинской впадины с севера ограничены взбросом, который представляет собой реактивированный в поздней юре—раннем мелу позднепалеозойский Томский надвиг, по которому герциниды Колывань-Томской складчатой зоны были надвинуты на каледонское основание [Беляев, Нечаев, 1999]. Вертикальная амплитуда мезозойских смещений по этому разлому превышает 1500 м [Вдовин, Малолетко, 1969].

На основе изучения степени метаморфизма юрских углей в Кузнецком прогибе Ю.Б. Файнер [1969] пришел к выводу, что первоначальная мощность юрских отложений в Кузнецком прогибе составляла 2.5—3.0 км. В настоящее время юрские отложения образуют серию разобщенных мульд в осевой части прогиба и тектонические клинья в зонах разломов, ограничивающих прогиб. Современная мощность юры Кузнецкой впадины составляет 500—900 м [Бабин и др., 2007], по другим данным — до 1500 м [Вдовин, Малолетко, 1969].

В юго-западной части Кузбасса раннеюрские отложения собраны в линейные складки совместно с пермским угленосным комплексом в результате надвигания Салаирского блока на Кузнецкий прогиб в позднеюрско-раннемеловое время [Бабин и др., 2007]. Складчатые структуры срезаны поверхностью пенеплена позднемелового-раннепалеогенового возраста, по которой развита кора выветривания каолинового профиля. В геологическом разрезе второй мезозойский орогенический этап фиксируется длительным перерывом в осадконакоплении, охватывающим позднюю юру и ранний мел. Верхнемеловые и палеогеновые покровные отложения имеют небольшую мощность, преимущественно глинистый состав, залегают субгоризонтально и без изменения мощностей перекрывают юрские прогибы и ограничивающие их разрывы.

Позднеюрско-раннемеловой орогенез отчетливо выражен в термической истории земной коры региона. По породам палеозойского фундамента в разных частях Алтае-Саянской области трековым методом получены многочисленные датировки мелового возраста, указывающие на длительный период денудации, охватывающий меловой период [De Grave et al., 2007, 2011, 2014; Glorie et al., 2012; Ветров и др., 2016]. Обзор соответствующих работ приведен в статье [Glorie, De Grave, 2016]. Вероятно, свидетельства раннеюрского орогенеза были стерты в результате глубокого эрозионного среза в позднем мелу—среднем палеогене, и трековые датировки юрского возраста редки [De Grave et al., 2007]. Палеомагнитные данные фиксируют значительные сдвиговые смещения в пределах Южно-Сибирского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса, завершившиеся к концу мелового периода [Метелкин, 2012].

Пространственное распределение сохранившихся юрских и раннемеловых осадков позволяет реконструировать расположение горных сооружений юрского возраста (рис. 2, А). Ранее такого рода реконструкции проводились для территории Восточного Казахстана [Бувалкин, 1978], Монголии [Николаева, Шувалов, 1995], Западной Сибири [Atlas..., 1995; Конторович и др., 2013, 2014]. Существуют реконструкции, согласно которым на рубеже юры и мела на территории Предалтайской равнины существовал морской бассейн [Девятков и др., 2011], но их сложно признать обоснованными, поскольку из юрских отложений на этой территории сохранились только угленосные молассы глушинской свиты ($J_{1-2}gl$).

Предлагаемая реконструкция является прямым развитием взглядов К.В. Боголепова [1985]. Он рассматривал западную часть Алтае-Саянской области как территорию юрского орогенеза, захватывавшего и Предалтайскую равнину с переходом последней в платформенный режим только в конце мезозоя. В юрско-раннемеловое время на северо-западе рассматриваемой территории существовала устойчивая область морского осадконакопления, а остальная ее часть имела вид горной страны, состоявшей из отдельных хребтов, разделенных межгорными впадинами. Осадконакопление в межгорных впадинах мезозойского времени происходило в ранней и средней юре. В поздней юре—раннем мелу осадконакопление во впадинах прекратилось, и они подверглись денудации.

На северо-западе территории на рубеже юры и мела отлагались морские битуминозные глины баженовской свиты. Наиболее устойчивая субаэральная аккумуляция происходила на северо-востоке территории, где между морским бассейном и горами существовала обширная равнина, где аккумуляция практически не прекращалась и представлены все три отдела юры и нижний отдел мела. Юрская толща залегают здесь на поверхности выравнивания, к которой приурочена мощная латеритная кора выветривания триасового возраста. Снизу вверх в разрезе мезозойских отложений Канско-Ачинского бассейна залегают макаровская (J_{1mk}), иланская (J_{1il}), итатская (J_{2it}), тяжинская ($J_{2,3tž}$) и илекская (K_{1il}) свиты.

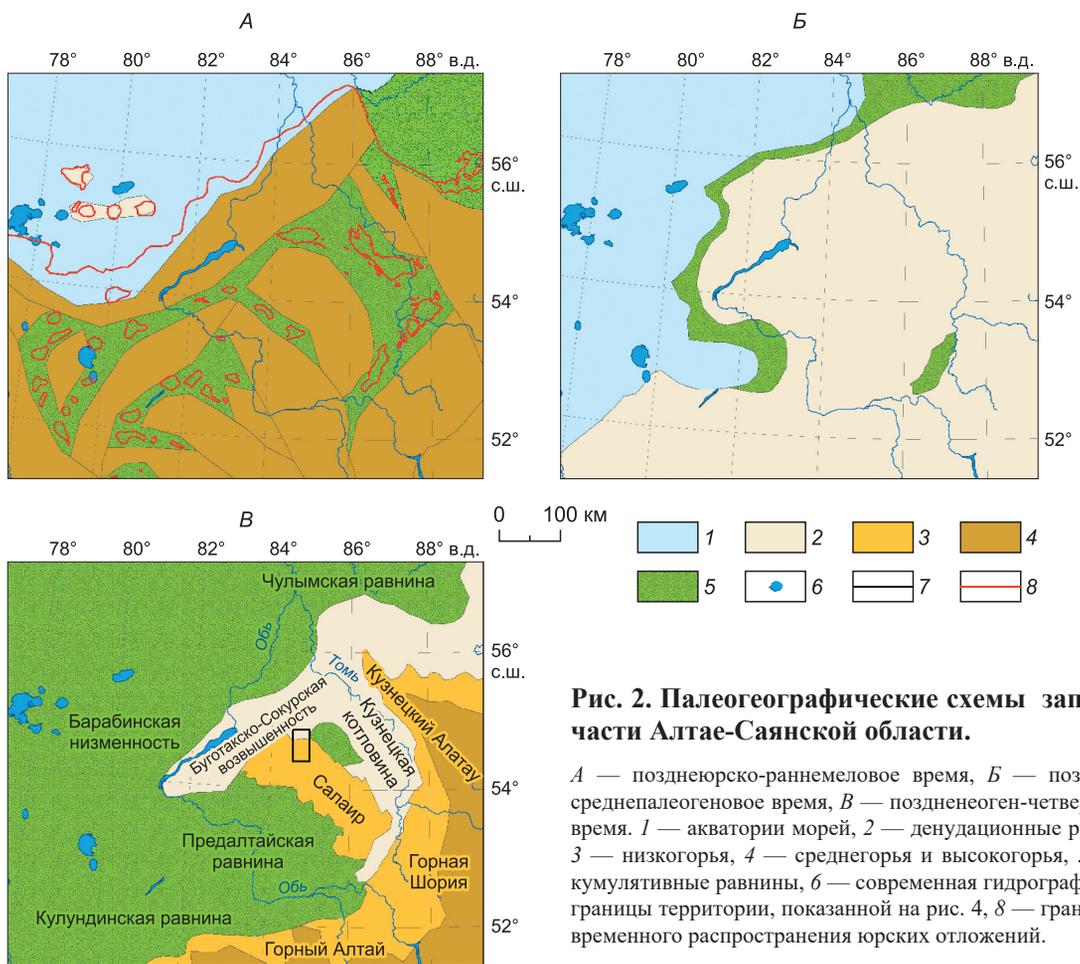


Рис. 2. Палеогеографические схемы западной части Алтае-Саянской области.

А — позднеюрско-раннемеловое время, *Б* — позднемел-среднепалеогеновое время, *В* — позднечетвертичное время. 1 — акватории морей, 2 — денудационные равнины, 3 — низкогорья, 4 — среднегорья и высокогорья, 5 — аккумулятивные равнины, 6 — современная гидрография, 7 — границы территории, показанной на рис. 4, 8 — границы современного распространения юрских отложений.

Максимальные мощности свит составляют соответственно 160, 120, 680, 230 и 175 м и представлены они преимущественно песчаниками и алевролитами. Макаровская и итатская свиты включают промышленные прослои бурых углей [Бабин и др., 2007]. Итатская, тяжинская и илекская свиты залегают на подстилающих породах с размывом. В основании их разрезов содержатся гравелитовые и конгломератовые горизонты. В результате изучения состава аллювиальных юрских и меловых отложений Чулымской равнины выделяются оба этапа мезозойского внутриконтинентального орогенеза (раннесреднеюрский и позднеюрско-раннемеловой) [Le Heron et al., 2008].

Степень связи современных горных сооружений с хребтами мезозойского времени различна на разных территориях. В пределах Салаира, Кузнецкого Алатау и Горного Алтая в юрско-раннемеловое время существовали горные хребты в границах, близких к современным, но хребты на месте Салаира и Кузнецкого Алатау были существенно выше.

Существование в ранней юре горного рельефа установлено при изучении состава и фациальной изменчивости отложений распадской свиты геттанг-синемюрского возраста Доронинской и Кузнецкой впадин. В краевых частях впадин, примыкающих к неотектоническим поднятиям, юрские отложения имеют грубообломочный состав, не характерный для осадков низкогорных областей [Вдовин, 1976]. Анализ расположения реликтов раннеюрских межгорных впадин позволяет определить положение горных хребтов раннеюрского возраста. Высокие горные хребты существовали на территориях Приобского плато, а также Кулундинской и Предалтайской равнин. Эти горные сооружения не были реактивированы на современном этапе.

ПОЗДНЕМЕЛ-СРЕДНЕПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОКОЯ И РАЗРУШЕНИЯ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ

Во время периодов тектонического покоя продолжительностью в первые десятки млн лет совокупность экзогенных процессов снижает земную поверхность до базиса денудации, которым служит уровень Мирового океана в данный период. Формирование поверхности выравнивания при этом проис-

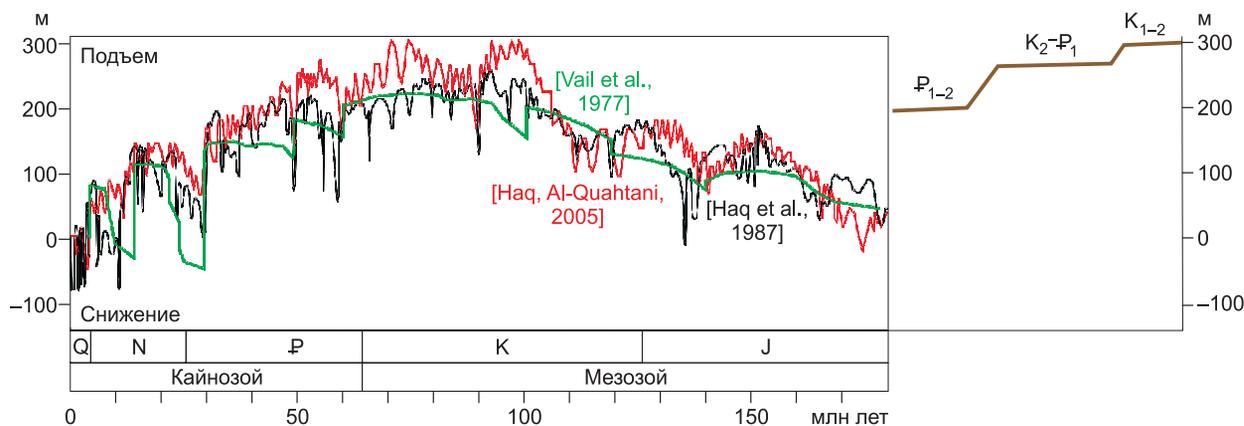


Рис. 3. Кривая изменения уровня Мирового океана, по [Vail et al., 1977; Haq et al., 1987; Haq, Al-Quahntani, 2005] и абсолютные высоты формирования поверхностей выравнивания позднего мезозоя и раннего кайнозоя.

ходит не за счет снижения водоразделов, а путем врезания долин и последующего отступления склонов [Борисевич, 1993]. В случае быстрого снижения уровня Мирового океана со стабилизацией его на новом уровне начинается формирование новой поверхности выравнивания, привязанной к более низкому базису денудации. Из-за этого в пределах формирующейся равнины длительное время сохраняются остаточные островные возвышенности, плоские вершины которых образованы фрагментами поверхности выравнивания более высокого уровня. В условиях тектонического покоя высота превышения реликтов предыдущей поверхности выравнивания равна величине снижения уровня базиса денудации. Эти закономерности были впервые установлены Д.В. Борисевичем [1993] на основе анализа большого объема фактического материала. Им же было отмечено, что эпохи выравнивания по времени связаны с крупными трансгрессиями [Борисевич, 2000]. В случае близкого расположения береговой линии моря, поверхность которого служит базисом денудации, формирующаяся поверхность выравнивания имеет превышение над ним не более первых десятков метров. Имеющиеся данные по пространственному распределению морских отложений на территории западной части Алтае-Саянской области в позднем мелу—среднем палеогене показывают, что именно такая ситуация существовала здесь в это время (см. рис. 2, Б). Благодаря работам Б. Хага и П. Вейла [Vail et al., 1977; Haq et al., 2005, 1995; Miller et al., 2011], мы в настоящее время располагаем непрерывными детальными данными об уровнях Мирового океана в мезозое и кайнозое и можем учитывать их при проведении палеогеографических реконструкций. На кривой Хага—Вейла в рассматриваемый период можно выделить три периода относительно стабильного уровня Мирового океана продолжительностью 20 млн лет и более, на отметках 300, 250 и 200 м (рис. 3). Соответственно, на рассматриваемой территории в условиях тектонического покоя на этих высотах должны были быть выработаны три поверхности выравнивания, разделенные уступами высотой около 50 м. Поскольку в кайнозое Алтае-Саянская область испытала неотектоническую активизацию, современные абсолютные высотные отметки сохранившихся фрагментов поверхностей выравнивания не могут служить источником информации об их возрасте. В случае сохранности в пределах одного неотектонического блока всех трех поверхностей выравнивания можно предполагать, что нижняя будет иметь раннесреднепалеогеновый возраст, средняя — позднемел-раннепалеогеновый, а верхняя датироваться концом раннего—началом позднего мела.

Коррелятными образованиями поверхностей выравнивания являются формирующиеся на них коры выветривания [Горелов, 1971, 1974]. Отложения мезозоя были денудированы вместе с юрско-раннемеловыми горными сооружениями. Они срезаются вместе с более древними породами поверхностями выравнивания раннесреднепалеогенового, позднемел-раннепалеогенового и раннесреднепалеогенового возраста. В пределах горных сооружений с поверхностями выравнивания связаны площадные коры выветривания, сохранившиеся на водоразделах и удаленные при формировании долин, поскольку глубина долин повсеместно превышает мощность коры выветривания. На равнинах коры выветривания находятся преимущественно в погребенном состоянии. Ранне- и позднемеловая кора выветривания сохранилась в Ненинско-Чумышской впадине [Барышников, 1989]. Позднемел-раннепалеогеновая кора выветривания распространена наиболее широко в связи с обширным распространением поверхности выравнивания соответствующего возраста. Мощность ее достигает 30—40 м. Большая мощность связана с теплым влажным климатом (близостью морского побережья), способствовавшим активному раз-

виту процессов гипергенеза. Несколько меньшую мощность имеет кора выветривания на раннесреднепалеогеновой поверхности выравнивания в связи с меньшей продолжительностью формирования. Перечисленные коры выветривания имеют каолиновый профиль. Они развивались в условиях влажного жаркого климата. В более поздние эпохи выравнивания на территории юга Западной Сибири такие условия более уже не возникали [Петров, 1967]. Начиная с олигоцена на юге Западной Сибири условий для образования мощных кор выветривания не было, лишь в конце неогена в благоприятных геоморфологических обстановках формировались маломощные железистые коры выветривания [Малолетко, 1963, 1972, 2008].

НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ И ВРЕМЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОРНОГО РЕЛЬЕФА

В ходе неотектонической активизации на части рассматриваемой территории сформировался современный горный рельеф (см. рис. 2, В). На территориях Салаира, Кузнецкого Алатау и Горного Алтая его формирование носило унаследованный характер. Буготакско-Сокурская возвышенность и Кузнецкая впадина практически не испытали неотектонических деформаций, а территории Кулундинской и Предалтайской равнин испытали погружение, компенсированное осадконакоплением.

Время начала движений по новейшим разломам на северной и северо-западной границах Салаира можно установить достаточно точно по датировкам паралав пирометаморфических комплексов Кузбасса. Пирометаморфические комплексы состоят из обожженных и частично расплавленных пород, формирующихся в ходе массовых пожаров при выводе в зону аэрации угольных пластов в ходе неотектонического воздымания. Определение возраста наиболее высокотемпературных разностей пирометаморфических пород $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ методом дает датировки $(1.7\text{—}1.8) \pm 0.2$ млн лет [Novikov, Sokol, 2007; Новиков, Сокол, 2009]. Геологические и геоморфологические данные не позволяют говорить о многофазности воздымания. Высота тектоногенного уступа на северной и восточной границах Салаира составляет около 100 м. Поскольку на поверхности выравнивания, разрываемой тектоногенным уступом, по обе стороны от него сохранилась площадная кора выветривания, можно утверждать, что снижения поверхности приподнятого блока в ходе его поднятия за счет денудации не произошло и высота уступа соответствует вертикальной амплитуде неотектонического поднятия. Существенная сглаженность и наличие среднеплейстоценовых лессовидных отложений как на разрываемой уступом поверхности выравнивания, так и на самом уступе говорят о завершении образования уступов к началу среднего плейстоцена. Исходя из этого, продолжительность формирования тектоногенных уступов можно принять равной с 1.8 до 0.8 млн лет. Нетрудно подсчитать, что скорость подъема северной части Салаира на протяжении раннего плейстоцена составляла в таком случае около 0.1 мм/год. Поднятие неотектонических блоков более высоких горных сооружений происходило с большими скоростями. Однако поскольку относительная высота наиболее крупных тектоногенных уступов даже в высокогорье Алтая обычно не превышает 300 м, редко достигая 700 м [Новиков, 2001], оценкой сверху скоростей неотектонического воздымания в западной части Алтае-Саянской области можно считать 0.7 мм/год.

В ходе новейшей активизации граница области формирования горного рельефа существенно сместилась на юго-восток. Территории Предалтайской равнины и Буготакско-Сокурской возвышенности, на которых в юрское время существовали высокие горные сооружения, оказались вне зоны новейшего внутриконтинентального орогенеза, Кузнецкая котловина и Чулымская равнина не стали областями накопления новейших моласс, что свидетельствует о существенно меньших высотах Кузнецкого Алатау и Салаира по сравнению с существовавшими на их месте горными хребтами среднего мезозоя.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ САЛАИРА

Для детального изучения геоморфологического строения была выбрана территория листов N-45-38 и N-45-50 топографических карт м-ба 1:100 000. Ее площадь около 2300 км², и она включает северную часть Салаира (около 10 % его общей площади) и участок Буготакско-Сокурской возвышенности, примыкающей к Салаиру с севера (рис. 4). На данной территории была проведена геоморфологическая съемка в м-бе 1:50 000. Выбранный участок может служить эталоном при изучении геоморфологического строения Салаира, поскольку в его пределах представлены все типы его геоморфологических элементов: склоны на месте тектоногенных уступов, реликты поверхностей выравнивания на водоразделах, денудационные и эрозионные склоны долин, аккумулятивные днища долин.

Склоны на месте тектоногенных уступов не характерны ни для территории Салаира, ни для территории Буготакско-Сокурской возвышенности. В пределах эталонного участка они выявлены только вдоль северной границы Салаира, где образуют уступ высотой 100—120 м, связанный с новейшим разломом широтного простирания. Поверхность уступа сильно выположена и имеет углы наклона 10—15°, в то время как для позднплейстоценовых тектоногенных уступов Алтае-Саянской области типичны углы наклона 28—32°. Вдоль уступа не выявлено сейсморазрывов и сейсмогравитационных явле-

Рис. 4. Геоморфологическая карта северной окраины Салаира.

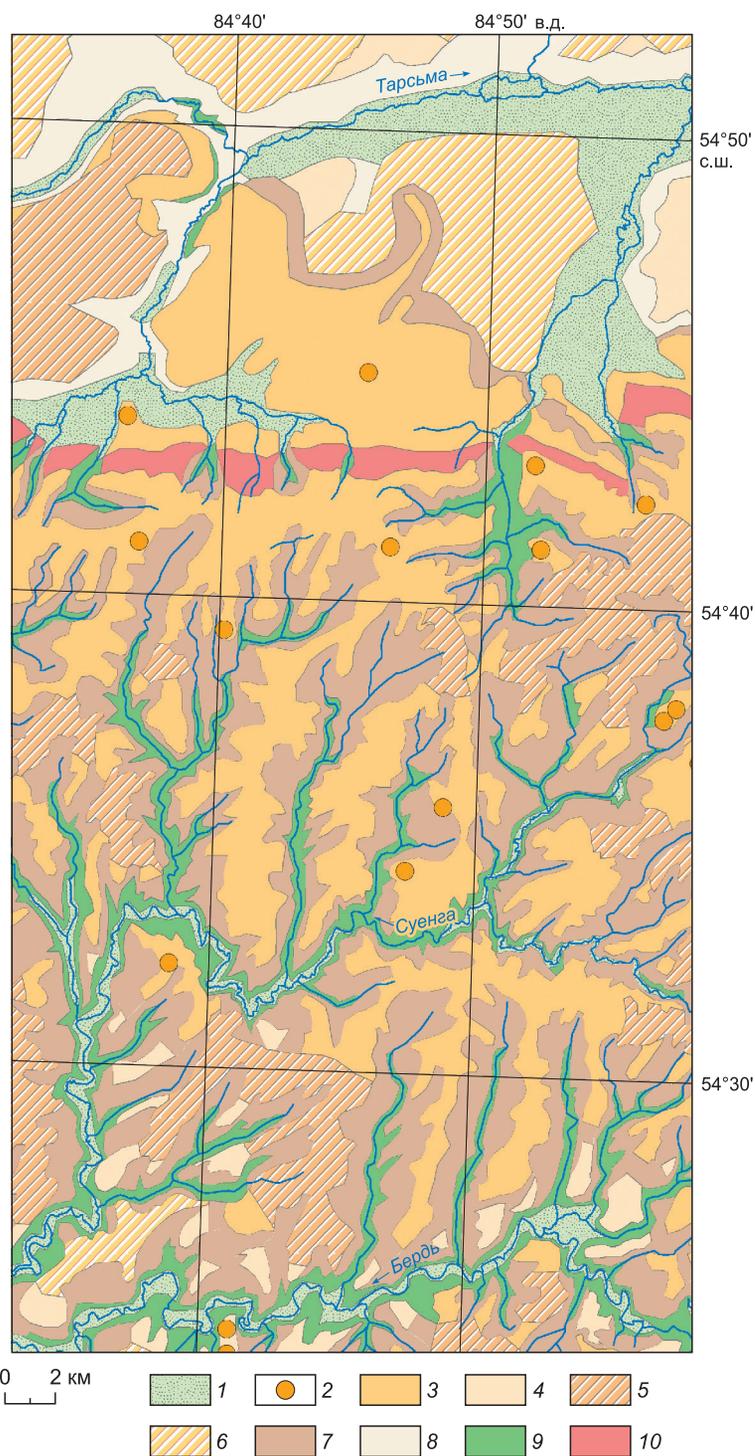
1 — пойма и I—IV террасы нерасчлененные, 2 — реликты раннепозднемиоценовой поверхности выравнивания на вершинах монаднок, 3 — позднемиоценовая-раннепалеогеновая поверхность выравнивания (0—2°), 4 — раннесреднепалеогеновая поверхность выравнивания (0—2°), 5 — позднемиоценовая-раннепалеогеновая поверхность выравнивания под покровом лессовидных суглинков, 6 — раннесреднепалеогеновая поверхность выравнивания под покровом лессовидных суглинков, 7 — пологие деллювиальные склоны (3—4°), 8 — очень пологие деллювиальные склоны (2—3°), 9 — крутые эрозионные склоны (15—20° и более), 10 — денудационные склоны средней крутизны (10—15°) на месте тектонических уступов.

ний. На этом основании можно предположить, что движения по формирующему его новейшему разлому прекратились не позднее среднего плейстоцена, и в настоящее время он не активен. Об этом же свидетельствует наличие на поверхности уступа позднеплейстоценовых лессовидных суглинков.

Реликты поверхностей выравнивания широко распространены на водоразделах Салаира и Буготакско-Сокурской возвышенности. Они представляют собой субгоризонтальные (0—2°) денудационные равнины, развитые на палеозойском и мезозойском субстрате. Высотное положение и характер расчленения поверхностей выравнивания резко различаются на этих двух территориях.

В пределах рассмотренной части Буготакско-Сокурской возвышенности поверхности выравнивания слагают цоколи широких (до 10—15 км) водоразделов, где перекрыты чехлом плейстоценовых лессовидных суглинков бачатской и еловской свит мощностью до 50 м [Беляев, Нечаев, 1999]. Под покровом лессовидных суглинков широко развиты два уровня поверхностей выравнивания с абсолютными отметками 220—330 и 260—290 м, разделенные извилистыми денудационными уступами. На верхнем уровне возвышаются изолированные холмы, сложенные палеозойскими породами с высотными отметками 330—340 м. На нижних двух уровнях развита площадная кора выветривания каолинового профиля мощностью от 2—3 до 20 м (реже 30—50 м) [Беляев, Нечаев, 1999].

Зная изменения уровня морского бассейна, служившего в меловое и палеогеновое время базисом денудации при региональном выравнивании, можно сделать выводы, что в пределах Буготакско-Сокурской возвышенности: 1) представлены все три уровня поверхностей выравнивания, которые могли сформироваться в ходе эпохи тектонического покоя (раннепозднемиоценовой, позднемиоцено-раннепалеогеновой и раннесреднепалеогеновой; 2) высотные положения всех трех уровней близки к высотам базисов денудации соответствующего возраста, и рассмотренная территория была пассивна на неотектоническом этапе и не испытывала ни поднятия, ни погружения.



На рассмотренной части территории Салаирского кряжа поверхности выравнивания слагают узкие протяженные водоразделы субширотного и субмеридионального простираний, ширина водоразделов 1—4 км, а протяженность 12—17 км. В северной части Салаира широко развита одна поверхность выравнивания. Она полого наклонена на юго-запад. Образованные ею водоразделы плавно без уступов и перегибов снижаются в этом направлении с 470—490 м до 370—380 м. Уклон составляет 100 м на 10 км или примерно $0^{\circ}30'$. Над описанной поверхностью выравнивания возвышаются многочисленные моноклины с относительными высотами 20—30, редко до 50 м. На юго-западе эталонного участка по долинам крупных рек в описанную поверхность вложена денудационная поверхность, отделенная пологим извилистым уступом с аналогичным наклоном на юго-запад и высотными отметками, постепенно снижающимися с 350—360 до 280—290 м. На поверхностях выравнивания широко развита кора выветривания каолинового профиля. На вершинах моноклинов она отсутствует. Повсеместно поверхности выравнивания перекрыты лессовидными плейстоценовыми суглинками бачатской и еловской свит мощностью до 25 м.

Как в пределах Буготакско-Сокурской возвышенности, так и на Салаире поверхности выравнивания на отдельных участках перекрыты продуктами близкого переотложения коры выветривания: красноцветными глинами вагановской свиты (P_2vg) мощностью до 10 м и желтыми щебнистыми глинами меретской свиты (N_1mr) мощностью 5—10 м, занимающими структурную позицию между корой выветривания и покровными лессовидными суглинками [Беляев, Нечаев, 1999; Беляев и др., 2001].

Морфометрические характеристики поверхностей выравнивания Салаирского кряжа и их соотношения с сингенетическими и эпигенетическими геологическими образованиями позволяют утверждать, что это те же три поверхности выравнивания, которые распространены в пределах Буготакско-Сокурской возвышенности, но косо приподнятые в ходе неотектонического поднятия глыбового типа. В северной части Салаира вертикальная амплитуда поднятия составляет до 100 м, а в юго-западной снижается до 0. Это объясняет отсутствие геоморфологически выраженной границы Салаирского кряжа на юго-западе.

Денудационные склоны долин представляют собой слабонаклонные поверхности, покрытые лессовидными суглинками, обрамляющие плоские водораздельные пространства. В пределах Буготакско-Сокурской возвышенности они имеют углы наклона $2—3^{\circ}$ и занимают позицию между водоразделами и аккумулятивными днищами долин. На Салаирском кряже их углы наклона достигают $3—4^{\circ}$. Между ними и аккумулятивными террасовыми комплексами днища расположены более крутые эрозионные склоны. Поскольку пологие денудационные склоны долины в равной степени развиты и в пределах неотектонически пассивной Буготакско-Сокурской возвышенности, и в пределах приподнятого блока Салаира, начало формирования денудационных склонов долин связано с ранними этапами расчленения пенеплена при образовании современной гидросети в ходе скачкообразного снижения базиса денудации при падении уровня Мирового океана в конце палеогена—начале неогена.

Эрозионные склоны долин широко распространены только в пределах Салаира. Они обрамляют аккумулятивные днища долин и разделяют между собой разные уровни речных террас. В зависимости от степени изменения склоновыми процессами они имеют углы наклона от $15—20$ до 45° и более. Общее врезание прирусловых частей долин Салаира связано с его поднятием, а его периодическое усиление — с климатической цикличностью плейстоцена.

Глубина долин в пределах Салаира достаточно постоянна и составляет 80—100 м. Ширина долин по верхним бровкам склонов лежит при этом в пределах 1—2 км. На Буготакско-Сокурской возвышенности глубина долин 20—30 м для мелких водотоков и 40—60 м для более крупных при ширине долин 1.0—1.5 и 3—4 км соответственно. Сложены эрозионные склоны коренными породами, которые иногда покрыты маломощным делювиально-коллювиальным чехлом.

Аккумулятивные днища долин включают пойму и до четырех надпойменных террас. Углы наклона поверхностей поймы и аллювиальных террас 0° , а уступов между ними $15—45^{\circ}$ в зависимости от степени выположенности склоновыми процессами. В пределах Салаира аллювий преимущественно песчано-галечный, а в его обрамлении — песчаный. Выделяют комплекс высоких террас с относительными высотами 25—50 м, для которых характерно наличие лессового покрова. Мощность аллювия достигает 25 м, а перекрывающих его лессовидных суглинков 20 м. Низкие террасы включают в себя пойму и первую надпойменную террасу, лишенные лессового покрова. Превышение первой террасы над меженным уровнем до 8 м, мощность аллювия от 5 до 18 м. Русло врезанное, канализованное, пойма слабо выражена [Беляев и др., 2001]. На многих реках Салаира аккумулятивные днища долин полностью преобразованы в техногенные отвалы в связи с многолетней разработкой аллювиальных россыпей золота практически непрерывно продолжающейся с 1830 г. [Щуровский, 1846].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Увлечение в 1930—40-е годы идеями В. Пенка [Penck, 1924] не миновало и СССР. М.А. Усов [1935] описывал Салаир как ступенчатое горное сооружение, поверхности выравнивания (ступени) ко-

того формировались на фоне общего сводового поднятия территории в периоды его замедления. Наличие нескольких выдержанных по высоте выположенных денудационных уровней отмечал также Н.Н. Соколов [1935, 1936]. З.А. Сваричевская [1965] и В.В. Вдовин [1965] выделяли несколько уровней педиментов, врезанных в «первичную» поверхность мелового пенеплена с абсолютными отметками 400—550 м. По разрозненным геологическим данным эти авторы предполагали позднемел-эоценовый и позднеолигоценый возраст педиментов. Эти авторы отмечали, что на поверхности пенеплена залегают позднемел-раннепалеогеновые породы, представленные корами выветривания в первичном или преотложенном залегании.

Наиболее далеко в выделении разновозрастных педиментов зашел Ю.И. Лоскутов [1999], который составил геоморфологическую карту Салаира в м-бе 1:200 000, где выделил нисходящую лестницу, состоящую из пяти денудационных уровней. Высотный диапазон уровней — от 170 до 600 м, возрастной — от раннего мела до раннего плейстоцена. Снизу лестница продолжается пятью ступенями плейстоценовых аллювиальных террас и поймами современных водотоков. Автор исходил из того, что общий подъем территории происходит с раннего мела, а разновозрастные педименты формируются в периоды замедления подъема и привязаны к определенным гипсометрическим уровням.

При прочих достоинствах геоморфологической карты Ю.И. Лоскутова с идеологией выделения разновозрастных педиментов по их гипсометрическому положению сложно согласиться по следующим соображениям. Салаир является частью Алтае-Саянской горной области, которая входит в состав Центрально-Азиатского горного пояса. Большинство исследователей связывают неотектоническую активизацию этого региона с коллизионными событиями на юге Евразийского континента. Хронологию новейшей активизации сложно восстановить по геологическим данным юга Западной Сибири в силу плохой обнаженности отложений, формировавшихся в ходе неотектонической активизации. Однако единство источника неотектонической активизации на территории Центрально-Азиатского горного пояса позволяет привлекать данные по коррелятным отложениям смежных территорий. Хорошо обнаженные кайнозойские молассовые отложения юга Горного Алтая и Джунгарии позволяют выделить в ходе неотектонической активизации региона три этапа [Новиков, 2013]. Нулевой этап — тектонический покой позднего мела, раннего и среднего палеогена. Первый этап неотектонической активизации — поздний палеоген. Этап затухания движений (озерный) — ранний и начало позднего неогена. Второй (главный) этап неотектонической активизации — конец позднего неогена — плейстоцен и голоцен. Его начало фиксируется на Предалтайской равнине формированием кочковского горизонта [Волкова и др., 2016]. Таким образом, в новейшей истории региона наблюдаются всего два этапа тектонического покоя, в ходе которых могли формироваться поверхности выравнивания. Первый охватывает поздний мел, ранний и средний палеоген, а второй — ранний и начало позднего неогена.

Формирование поверхностей выравнивания требует длительного геологического времени, в ходе которого комплекс денудационных процессов стремится приблизить земную поверхность к базису денудации. Для западной части Алтае-Саянской горной области в меловое, палеогеновое и раннеэоценовое время базисом денудации был уровень сообщаемого с Мировым океаном морского бассейна Западной Сибири.

Положение уровня Мирового океана на протяжении фанерозоя установлено настолько детально, что включено наряду с изотопно-хронологическими и палеомагнитными данными в состав мировой геохронологической шкалы [Berggren et al., 1995; Gradstein et al., 1995]. В связи с прерывистым снижением базиса денудации для формирования лестницы поверхностей выравнивания Салаира не было необходимости в общем сводовом воздымании территории.

В условиях тектонического покоя, фиксируемого по отсутствию грубообломочных осадков во впадинах Центрально-Азиатского горного пояса, в позднем мезозое и раннем кайнозое на территории Салаира должны были сформироваться три регионально развитых поверхности выравнивания, разделенные уступами высотой около 50 м. Наиболее широко распространена средняя из них. От верхней остались только останцовые возвышенности, а нижняя поверхность выравнивания вложена в среднюю по крупным долинам и периферии предгорных и межгорных впадин. Многократно описанная в литературе «региональная мел-палеогеновая поверхность выравнивания» Центрально-Азиатского горного пояса в действительности состоит из сближенных поверхностей выравнивания, разделенных уступами. Поскольку высота уступов составляет первые десятки метров, а ширина реликтов выровненного доорогенного рельефа может составлять десятки километров, то при мелкомасштабных исследованиях эти реликты воспринимаются как единая поверхность. Но при детальных исследованиях в ее пределах уверенно выделяются разновозрастные и разновысотные уровни. Эта лестница денудационных уровней хорошо сохранилась даже в водораздельных частях высокогорных хребтов Горного Алтая [Новиков, 2015], а в низкогорье Алтая, Салаира, Горной Шории, Кузнецкого Алатау и Кузнецкой впадины распространена повсеместно [Новиков и др., 2013]. В низкогорье на денудационных уровнях под плейсто-

ценовым лессовым покровом достаточно широко сохранились продукты коры выветривания соответствующих возрастов.

В ходе неотектонической активизации территория западной части Алтае-Саянской области была разбита на блоки, которые наряду с горизонтальными смещениями и слабыми локальными изгибами испытали значительные вертикальные перемещения. Относительные перемещения смежных блоков по разломам на северо-западной окраине Алтае-Саянской горной области составляли, как правило, менее 100 м, а общее поднятие отдельных блоков может превышать 300 м. Исходная лестница денудационных уровней оказалась в ходе неотектонических движений мультиплицированной подобно лестничным пролетам многоэтажного дома. Поэтому в настоящее время, если придерживаться концепции В. Пенка [Penck, 1924] и считать, что каждому гипсометрическому положению поверхности выравнивания соответствует свой возраст, при детальной геоморфологической съемке достаточно большой территории легко выделить не четыре разновозрастных поверхности выравнивания, как это действительно возможно, а 12—15 и более.

Выделение разновозрастных поверхностей выравнивания по их гипсометрическому положению имеет смысл только в пределах одного неотектонического блока, при условии сохранности всех уровней с характерными перепадами высот между ними. В случае сохранности в пределах конкретного блока одной или двух поверхностей выравнивания, их возраст может быть определен только по характеру кор выветривания и перекрывающих отложений.

Выяснение возраста сохранившихся поверхностей выравнивания Салаира не является праздной задачей. Под лессовым покровом на них сохранились коры выветривания и породы, сформировавшиеся в результате их переотложения, которые играют роль промежуточных коллекторов для минералов тяжелой фракции. В ходе врезания гидросети они попали в аллювий, формируя богатые россыпи золота Салаира к настоящему времени, по большей части отработанные. Все перспективы прироста запасов в этом районе связаны в настоящее время с коренным оруденением и эллювиальными россыпями на водоразделах. Только детальная реконструкция истории развития рельефа способна дать надежную основу для интерпретации данных шлихового опробования, проследить пути миграции материала и выйти на еще не известные источники сноса, которые вполне могут иметь промышленное значение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существовавшие на территории Салаирского кряжа, Кузнецкого Алатау, Приобского плато и Предалтайской равнины горные сооружения были уничтожены денудацией в ходе длительного периода тектонического покоя в позднем мелу—среднем палеогене. Это подтверждено инструментально для смежных Салаиру с юга территорий Горного Алтая. Для ключевых неотектонических блоков известны полученные в ходе трекового анализа апатита пологие тренды термальных историй на позднемел-среднепалеогеновое время [De Grave et al., 2007; Glorie et al., 2012], свидетельствующие об отсутствии каких-либо тектонических движений. Отправной точкой при формировании современного рельефа была денудационная равнина, образованная в период тектонического покоя. Важнейшей особенностью данной равнины является наличие трех сближенных поверхностей выравнивания, выработанных относительно современной системы высот на абсолютных высотных отметках 200, 250 и 300 м. Высота каждой из поверхностей отражает длительную стабилизацию уровня Мирового океана на рубеже раннего и позднего мела, в позднем мелу—раннем палеогене и в раннем среднем палеогене. При использовании смещения поверхностей выравнивания для изучения характера неотектонических движений следует использовать эту модель вместо модели с единой поверхностью или модели с большим количеством разновозрастных уровней, что особенно важно для равнинных и низкогорных территорий.

Такой подход обоснован теоретически [Борисевич, 1993] и подтвержден для данной территории геоморфологическим картированием. Важнейшие свидетельства его справедливости — закономерная разница в высотах между поверхностями, извилистая форма склонов между разными ступенями, указывающая на денудационную, а не тектоногенную природу уступов. Сопоставление кривой эвстатических колебаний уровня Мирового океана и эволюции рельефа проводится впервые для данного региона. Неотектоническая активизация, приведшая к обособлению Салаирского блока и формированию холмистого рельефа Салаирского кряжа, произошла в позднем эоплейстоцене. Салаирский блок был надвинут в северо-восточном направлении и наклонен на юго-запад, при этом он не претерпел разбиения на блоки или сводового изгиба, а деформировался как единая жесткая глыба. Таким образом, на неотектоническом этапе была унаследована и реактивирована юрская структура, образованная в ходе надвигания Салаирского блока на Кузнецкий прогиб. Примыкающая к Салаиру часть Буготакско-Сокурской возвышенности на неотектоническом этапе оставалась пассивной.

Данный тектонический импульс одновозрастен накоплению песчаных пород плейстоценовой кочковской свиты [Волкова и др., 2016] на юге Западной Сибири, что интерпретируется как результат ре-

гиональной тектонической активизации. В пределах Горного Алтая тектонические движения имели гораздо больший размах, но активизировались в то же время, о чем свидетельствует накопление грубо-обломочной синорогенной молассы — бекенской и башкаусской свит в Чуйской межгорной впадине [Десяткин, 1965]. Возраст наиболее интенсивных вертикальных неотектонических движений в Горном Алтае оценен по данным низкотемпературной геохронологии (трековый анализ и U-Th-Sm/He метод) апатита и составляет 1.6—7.5 млн лет с пиком на отметке около 2.6 млн лет [De Grave et al., 2007; Glorie et al., 2012; Ветров и др., 2016]. Эти даты совпадают с возрастом коррелятных отложений предгорных впадин, однако они получены из образцов, отобранных на поверхности. Предстоит выяснить механизм их эксгумации с глубин порядка 3 км на этапе неотектонической активизации, поскольку в пределах Алтае-Саянской горной области ни глубина врезания долин, ни вертикальное смещение по тектоногенным уступам нигде не достигает этой величины, составляя в максимуме 700 м. Снижение поверхности плоских водоразделов тем более не может приводить к эксгумации с таких глубин на этапе новейшего горообразования, поскольку, судя по хорошей сохранности лестницы меловых и палеогеновых денудационных уровней, привязанных к кривой Хага—Вейла, а местами и кор выветривания соответствующих возрастов, не превышает первых десятков метров.

Работа выполнена при поддержке РФФИ и правительства Новосибирской области, проект № 17-45-540758 р-а, в рамках государственного задания ИГМ СО РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Адаменко О.М. Предалтайская впадина и проблема формирования предгорных опусканий. Новосибирск, Наука, 1976, 183 с.

Бабин Г.А., Гусев Н.И., Юрьев А.А., Уваров А.Н., Дабский В.С., Черных А.И., Шигрев А.Ф., Чусовитина Г.Д., Кораблева Т.В., Косякова Л.Н., Ляпунов И.А., Митрохин Д.В., Бычков А.И., Некипелый В.Л., Савина Ж.Н., Егоров А.С., Шор Г.М., Алексеенко Д.В., Булычев А.В., Радюевич Н.М., Николаева Л.С., Богомолов В.П., Шипов Р.В., Суслова С.В., Сазонов В.А., Юрьева В.В., Хлебникова Т.В., Кондрашова А.К., Терета Н.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-45 (Новокузнецк). Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007, 665 с.

Бабин Г.А., Черных А.И., Головина А.Г., Жигалов С.В., Долгушин С.С., Ветров Е.В., Кораблева Т.В., Бодина Н.А., Светлова Н.А., Федосеев Г.С., Хилько А.П., Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Лоскутов И.Ю., Михаревич М.В., Пихутин Е.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44 (Новосибирск). Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015, 392 с.

Барышников Г.Я. Древние поверхности выравнивания и корообразовательные процессы на территории Горного Алтая // Геоморфология, 1989, № 2, с. 57—61.

Башарина Н.П. Мезозойские впадины Алтае-Саянской и Казахской складчатых областей (геологические формации и структура). Новосибирск, Наука, 1975, 124 с.

Башарина Н.П., Боголепов К.В., Ермиков В.Д., Заблоцкий Е.М. Очерк тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск, Наука, 1974, 77 с.

Беляев В.И., Нечаев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-VII (Тогучин). Объяснительная записка. Новосибирск, ФГУП «Новосибирская геолого-поисковая экспедиция», 1999, 275 с.

Беляев В.И., Нечаев В.В., Дергачев В.Б., Зудин А.Н., Дагаев Ю.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XIII (Маслянино). Объяснительная записка. Новосибирск, ФГУП «Новосибирская геолого-поисковая экспедиция», 2001, 275 с.

Боголепов В.К. Мезозойская тектоника Сибири. М., Наука, 1967, 328 с.

Боголепов В.К. Типы структурных элементов и эволюция земной коры. Новосибирск, Наука, 1985, 296 с.

Борисевич Д.В. Взаимозависимость развития рельефа материков и дна океанов // Геоморфология, 1993, № 1, с. 3—14.

Борисевич Д.В. Поверхности выравнивания платформенных частей континентов: их корреляция и условия формирования // Геоморфология, 2000, № 1, с. 3—13.

Бувалкин А.К. Юрские отложения Восточного Казахстана. Алма-Ата, Наука, КазССР, 1978, 164 с.

Вдовин В.В. Геоморфологические уровни Салаирского кряжа и сопредельных территорий // Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока (V пленум Геоморфологической комиссии, апрель, 1965). Новосибирск, Наука, 1965, с. 228—230.

- Вдовин В.В.** Основные этапы развития рельефа. М., Наука, 1976, 270 с.
- Вдовин В.В., Малолетко А.М.** Салаирский кряж // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская горная область. М., Наука, 1969, с. 121—156.
- Ветров Е.В., Буслов М.М., Де Граве И.** Эволюция тектонических событий и рельефа юго-восточной части Горного Алтая в позднем мезозое—кайнозое по данным трековой термохронологии // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 125—142.
- Волкова В.С., Кузьмина О.Б., Хазина И.В.** К вопросу о возрасте и объеме кочковского горизонта (эоплейстоцен Западной Сибири) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2016, № 4 (28), с. 3—8.
- Герасимов И.П.** Поверхности выравнивания в современном и древнем рельефе Земли и их историко-геологическое значение // Геоморфология, 1975, № 1, с. 3—13.
- Горелов С.К.** Основные этапы выравнивания рельефа СССР и проблема их корреляции с древними эпохами выветривания // Геоморфология, 1971, № 4, с. 9—20.
- Горелов С.К.** О проблеме комплексного анализа поверхностей выравнивания и кор выветривания // Геоморфология, 1974, № 1, с. 15—26.
- Девяткин Е.В.** Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 244 с.
- Девяткин Е.В.** Кайнозой Внутренней Азии. М., Наука, 1981, 196 с.
- Девятков В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н.** Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 16—17: Приложение к журналу «Геология и геофизика», 2011, т. 52, с. 87—101.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., де Вазле Б., Пресняков С.Л.** Позднетриасовая катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья — фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (1), с. 30—49.
- Ивания Л.А.** О строении и геоморфологических условиях залегания древних кор выветривания юго-востока Западной Сибири / Геоморфология, 1972, № 3, с. 65—71.
- Ивания Л.А.** Важнейшие этапы формирования мезозойско-палеогеновых поверхностей выравнивания и кор выветривания западной части Алтае-Саянской области // Поверхности выравнивания (материалы IX пленума Геоморфологической комиссии). М., Наука, 1973, с. 146—154.
- Конторович А.Э., Конторович В.А., Рыжкова С.В., Шурыгин Б.Н., Вакуленко Л.Г., Гайдебурова Е.А., Данилова В.П., Казаненков В.А., Ким Н.С., Костырева Е.А., Москвин В.И., Ян П.А.** Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (8), с. 972—1012.
- Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н.** Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (5—6), с. 745—776.
- Котельников А.Д., Максимов С.В., Котельников И.В., Макаренко Н.А., Субботин К.С.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 :1 200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-44-XVIII (Черепаново). Объяснительная записка. Новосибирск, ФГУП «Новосибирская геолого-поисковая экспедиция», 2008, 202 с.
- Лоскутов Ю.И.** Геоморфологическая карта Салаира, специализированная на золото (м-б 1:200 000). Новосибирск, СНИИГГиМС, 1999, 2 листа.
- Малолетко А.М.** О возрасте коры выветривания Салаирского кряжа // Кора выветривания. Вып. 5. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 326—331.
- Малолетко А.М.** Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1972, 227 с.
- Малолетко А.М.** Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2008, 288 с.
- Метелкин Д.В.** Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск, ИНГГ СО РАН, 2012, 458 с.
- Николаева Т.В., Шувалов В.Ф.** Развитие рельефа Монголии в мезозое и кайнозое // Геоморфология, 1995, № 2, с. 54—65.
- Новиков И.С.** Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1377—1388.
- Новиков И.С.** Позднепалеозойская, среднемезозойская и позднекайнозойская эпохи орогенеза Алтая // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (5), с. 434—445.
- Новиков И.С.** Реконструкция этапов горообразования обрамления Джунгарской впадины по литостратиграфии позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 184—202.

Новиков И.С. Морфология и история формирования пенеплена Алтая на примере Курайского хребта // Геоморфология, 2015, № 3, с. 70—80.

Новиков И.С., Сокол Э.В. Геохронометрия кайнозойского горообразования в Алтае-Саянской области: геологическое обоснование // Геоморфология, 2009, № 3, с. 77—93.

Новиков И.С., Черкас О.В., Мамедов Г.М., Симонов Ю.Г., Симонова Т.Ю., Наставко В.Г. Этапы активации и тектоническая делимость Кузнецкого угольного бассейна (Южная Сибирь) // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 424—437.

Обручев В.А. Алтайские этюды (этиюд второй). О тектонике Русского Алтая // Землеведение, 1915, № 3, с. 1—71.

Обручев В.А. Основные черты кинетики и пластики неотектоники // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 13—24.

Петров В.П. Основы учения о древних корях выветривания. М., Недра, 1967, 343 с.

Сваричевская З.А. Основные этапы развития рельефа юга Западно-Сибирской равнины и ее обрамления // Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока (V пленум Геоморфологической комиссии, апрель 1965). Новосибирск, Наука, 1965, с. 36—41.

Свиридов В.Г., Краснов В.И., Сурков В.С., Калинин Ю.А., Каныгин А.В., Коробейников В.П., Мартынов В.А., Нестеренко Г.В., Осинцев С.Р., Перегудов Л.Г., Росляков Н.А., Сердюк З.Я., Смирнов Л.В., Хомичев В.Л. Геологическое строение и полезные ископаемые Западной Сибири. Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1999, 228 с.

Соколов Н.Н. Геоморфологический очерк района работ Кузнецко-Барнаульской экспедиции // Материалы Кузнецко-Барнаульской почвенной экспедиции 1931 г. Ч. 3. М., Изд-во АН СССР, 1936, С. 9—20.

Соколов Н.Н. О рельефе Кузнецкого бассейна, Салаира и правобережья Оби // Труды Института физической географии АН СССР, 1935, вып. 15, с. 5—59.

Усов М.А. Геологическая изученность и задачи ближайших исследований Салаира // Вестн. ЗСГТ, 1935, № 5, с. 3—16.

Файнер Ю.Б. Кузнецкая котловина // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская горная область. М., Наука, 1969, с. 157—204.

Фомичев В.Д., Алексеева Л.Э. Геологический очерк Салаира. М.; Госгеолтехиздат, 1961, 201 с.

Хаин В.Е. Мегарельеф Земли и тектоника литосферных плит // Геоморфология, 1989, № 2, с. 3—15.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М., Изд-во «КДУ», 2010, 560 с.

Щуровский Г.Е. Геологическое путешествие по Алтаю. М., Унив. тип., 1846, 426 с.

Atlas of Paleotectonoc and Paleogeological-lanscape maps of hydrocarbon provinces of Siberia / Ed. V.S. Surkov. Geneva, Petroconsultants s.a., 1995, 14 sheets.

Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations: A unified temporal framework for a historical geology / Eds. W.A. Berggren, D.V. Kent, J. Hardenbol. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1995, v. 54, p. 129—212.

Cogné J.P., Kravchinsky V.A., Halim N., Hankard F. Late Jurassic-Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia) // Geophys. J. Int., 2005, v. 163, № 2, p. 813—832.

Davies C., Allen M.B., Buslov M.M., Safonova I.Yu. Deposition in the Kuznetsk Basin, Siberia: Insights into the Permian-Triassic transition and the Mesozoic evolution of Central Asia // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2010, v. 295, № 1-2, p. 307—322.

De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B., Delvaux D. Meso-Cenozoic evolution of mountain range-intramontane basin systems in the Southern Siberian Altai mountains by apatite fission-track thermochronology // Thrust belts and foreland basins, frontiers in Earth sciences. Berlin, Heidelberg, 2007, p. 457—470.

De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Van den Haute P. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins // Terra Nova, 2011, v. 23, № 4, p. 248—256.

De Grave J., De Pelsmaeker E., Zhimulev F.I., Glorie S., Buslov M.M., Van den Haute P. Meso-Cenozoic building of the northern Central Asian Orogenic Belt: Thermotectonic history of the Tuva region // Tectonophysics, 2014, v. 621, p. 44—59.

Glorie S., De Grave J. Exhuming the Meso-Cenozoic Kyrgyz Tianshan and Siberian Altai-Sayan: A review based on low-temperature thermochronology // Geosci. Front., 2016, v. 7, № 2, p. 155—170.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den Haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // *Tectonophysics*, 2012, v. 544—545, p. 75—92.

Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenbol H., Van Veen P., Thierry J., Huang Z.A. Triassic, Jurassic, and Cretaceous time scale // *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations: A unified temporal framework for a historical geology* / Eds. W.A. Berggren, D.V. Kent, J. Hardenbol, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1995, v. 54, p. 96—126.

Haq B.U., Al-Qahtani A.M. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // *GeoArabia*, 2005, № 10, p. 127—160.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present) // *Science*, 1987, v. 235, № 4793, p. 1156—1167.

Hendrix M.S., Graham S.A., Carroll A.R., Sobel A.R., McKnight C.L., Schulein B.J. Wang Z. Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tian Shan: evidence from Mesozoic strata of the North Tarim, South Junggar, and Turpan basins, northwest China // *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1992, v. 104, p. 53—79.

Jolivet M., Brunel M., Seward D., Xu Z., Yang J., Roger F., Tapponnier P., Malavieille J., Arnaud N., Wu C. Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission-track constraints // *Tectonophysics*, 2001, v. 343, № 1—2, p. 111—134.

Kapp P., DeCelles P.G., Gehrels G.E., Heizler M., Ding L. Geological records of the Lhasa–Qiangtang and Indo–Asian collisions in the Nima area of central Tibet // *Geol. Soc. Am. Bull.*, 2007, v. 119, p. 917—932.

Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K., Safonova I. Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia // *Sediment. Geol.*, 2008, v. 208, p. 45—60.

Liu D., Jolivet M., Yang W., Zhang Z., Cheng F., Zhu B., Guo Zh. Latest Palaeozoic–Early Mesozoic basin-range interactions in South Tian Shan (northwest China) and their tectonic significance: constraints from detrital zircon U–Pb ages // *Tectonophysics*, 2013, v. 599, p. 197—213.

Miller K.G., Mountain G.S., Wright J.D., Browning J.V. A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records // *Oceanography*, 2011, v. 24, № 2, p. 40—53.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects on a continental collision // *Science*, 1975, v. 189, p. 419—426.

Novikov I.S., Sokol E.V. Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia // *Acta Petrol. Sinica*, 2007, v. 23, № 7, p. 1561—1572.

Penck W. Die morphologische Analyse: Ein Kapitel der physikalischen Geologie. Stuttgart, J. Engelhorn's nachf., 1924. 283 s.

Seltmann R., Konopelko D., Biske G., Divaev F., Sergeev S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // *J. Asian Earth Sci.*, 2011, v. 42, p. 821—838.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993, v. 364, № 6435, p. 299—307.

Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions // *J. Geophys. Res.*, 1979, v. 84, № B7, p. 3425—3459.

Tschihatceff P.A. Voyage scientifique dans l'Altai oriental et les parties adjacentes de la frontiere de Chine. Paris, Chez Gide, Libraire-Editeur, 1845, 466 p.

Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., Thompson S. III. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level // *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, 1977, v. 26, p. 83—89.

Van Hinsbergen D.J.J., Lippert P.C., Dupont-Nivet G., McQuarrie N., Doubrovine P.V., Spakman W., Torsvik T.H. Greater India Basin hypothesis and a two-stage Cenozoic collision between India and Asia // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2012, v. 109, № 20, p. 7659—7664.

Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kröner A., Badarch G. Tectonic models for the accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc. London*, 2007, v. 164, p. 31—47.

Yang Y.T., Guo Z.X., Song C.C., Li X.B., He S. A short-lived but significant Mongol–Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassic–earliest Cretaceous // *Gondwana Res.*, 2015, v. 28, № 10, p. 1096—1116.

Yin A., Harrison T.M. Geological evolution of the Himalayan–Tibetan orogeny // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2000, v. 28, p. 211—280.

Zanchi A., Zanchetta S., Berra F., Mattei M., Garzanti E., Molyneux S., Nawab A., Sabouri J. The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran // *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 2009, v. 312, p. 31—55.

Zanchi A., Zanchetta S., Balini M., Ghassemi M.R. Oblique convergence during the Cimmerian collision: Evidence from the Triassic Aghdarband Basin, NE Iran // *Gondwana Res.*, 2016, v. 3, p. 149—170.

Zhu D.C., Zhao Z.D., Niu Y., Dilek Y., Hou Z.Q., Mo X.X. The origin and preCenozoic evolution of the Tibetan Plateau // *Gondwana Res.*, 2013, v. 23, p. 1429—1454.

*Рекомендована к печати 17 сентября 2018 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 27 февраля 2018 г.,
после доработки — 25 июня 2018 г.*