

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

Новиков И. С., Жимулев Ф. И., Ветров Е. В., Савельева П. Ю.

Аннотация

Юго-восточная окраина Западной Сибири на континентальном этапе развития в среднем мезозое и позднем кайнозое испытывала тектонические активизации с формированием горного рельефа на части ее территории. Эти активизации разделены длительным периодом тектонического покоя позднего мела – раннего-среднего палеогена в ходе которого среднемеозойские 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 слабо наклоненную 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 существенно меньших высотах Кузнецкого Алатау и Салаира по сравнению с существовавшими на их месте горными хребтами среднего мезозоя.

Ключевые слова:

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

УДК 551.24 + 551.43 (58)

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

Новиков И.С.¹, Жимулев Ф.И.¹, Ветров Е.В.^{1,2}, Савельева П.Ю.¹

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

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

Аннотация

Юго-восточная окраина Западной Сибири включает периферию Западно-Сибирской равнины и примыкающие горные сооружения северо-западной части Алтае-Саянской горной области. ~~Вна континентальном этапе развития~~ 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, в ходе протяжения которого ~~— средне~~ 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 слабо наклоненную 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 существенно меньших высотах Кузнецкого Алатау и Салаира по сравнению с существовавшими на их месте горными хребтами среднего мезозоя.

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 (**1915**), что формирование современного рельефа началось в мезозое, но новые геологические данные убедили В.А. Обручева в более молодом возрасте тектонических движений, формирующих современный рельеф, и им был введен термин «неотектоника» для обозначения рельефообразующих движений кайнозойского возраста (**1948**), 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 молассой. Это позволило К.В. Боголепову (**1967, 1985**) выделить в истории Алтае-Саянской горной области этап мезозойского «дейтеророгенеза», 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 ввел понятие «рекуррентного дейтеророгенеза» т.е. периодически проявляющегося горообразования (**Хаин, 1989**). 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. Первую эпоху, можно рассматривать как результат закрытия Туркестанского и Джунгаро-Балхашского океанов и аккреции Казахстанского и Таримского микроконтинентов – континентальных

[блоков](#) к Сибирскому кратону (например, [Şengör et al., 1993](#); [Windley et al., 2007](#); [Seltmann 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 закрытии 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 ([Kapp 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.

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 о последовательности 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 **(Ивания, 1973)**.

В юрско-раннемеловое время на рассматриваемой территории произошла тектоническая активизация и на месте триасового пенеплена был сформирован горный рельеф. В ее ходе проявились два обособленных этапа внутриконтинентального орогенеза. Первый имеет ранне-среднеюрский возраст и проявлен в заложении узких и глубоких приразломных впадин, выполненных сероцветной угленосной континентальной молассой. В пределах Кузнецкой впадины и Буготакско-Сокурской возвышенности ранне-среднеюрские континентальные угленосные отложения объединены в тарбаганскую серию **(J₁₋₂tb)** общей мощностью 1700 м. Она представлена ритмичным чередованием конгломератов, песчаников, алевролитов, каменных и бурых углей. На Предалтайской равнине ранне-среднеюрские отложения на поверхность нигде не выходят, но вскрыты скважинами в многочисленных впадинах. Они выделены в качестве глушинской свиты **(J₁₋₂gl)** мощность которой достигает 400 м. СДанная 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 разломных 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; 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 пенеппена 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 выполненные однотипным комплексом грубообломочных отложений распространены на огромной территории Северной и Центральной Азии (**Боголепов, 1967, 1985; Бувалкин, 1978; Башарина, 1975, Башарина и др. 1974, Вдовин, Малолетко, 1969, 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 раннекиммерийская орогения.

Второй мезозойский этап внутриконтинентального орогенеза имеет позднеюрско-раннемеловой возраст. Он проявился в деформациях и размыве ранне-среднеюрских отложений. Например, отложения Доронинской впадины с севера ограничены взбросом, который представляет собой реактивированный в поздней юре – раннем мелу позднепалеозойский Томский надвиг, по которому герциниды Кольвань-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 пришел к выводу, что первоначальная мощность юрских отложений в Кузнецком прогибе составляла 2,5- 3,0 км (**Файнер, 1969**). 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 метров (**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 поздемелового-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 эрозионногосреза 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. 2А**). 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 (**Девятов и др., 2011**) но их сложно признать обоснованными, поскольку из юрских отложений на этой территории сохранились только угленосные молассы глушинской свиты (**J_{1-2gl}**).

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 в поздней юре — раннем мелу 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 залегает здесь на поверхности выравнивания, к которой приурочена мощная латеритная кора выветривания триасового возраста. Снизу вверх в разрезе мезозойских отложений Канско-Ачинского бассейна залегают макаровская свита (**J₁mk**), иланская свита (**J₁il**), итатская свита (**J₂it**), тяжинская свита (**J₂₋₃tž**) и илекская (**K₁il**) свиты. Максимальные мощности свит составляют соответственно 160, 120, 680, 230 и 175 м. Представлены свиты преимущественно песчаниками и алевrolитами. Макаровская и итатская свиты включают промышленные прослой бурых углей (**Бабин и др., 2007**). Итатская, тяжинская и илекская свиты залегают на подстилающих породах с размывом. В основании их разрезов содержатся гравеллитовые и конгломератовые горизонты. В результате изучения состава аллювиальных юрских и меловых отложений Чулымской равнины выделяются оба этапа мезозойского внутриконтинентального орогенеза (ранне-среднеюрский и позднеюрский-раннемеловой) (**Le Herron 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 юрское - 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.

Позднемеловой-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 происходит 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 на основе анализа большого объема фактического материала **(1993)**. Им же было отмечено, что эпохи выравнивания по времени связаны с крупными трансгрессиями **(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 **(рис. 2В)**. Благодаря работам Б.Хага и П.Вейла **(Vail et al., 1977; Haq et al., 1987, 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 ранне-среднепалеогеновый возраст, средняя – позднемеловой-раннепалеогеновый, а верхняя датироваться концом раннего – началом позднего мела.

Коррелятными образованиями поверхностей выравнивания являются формирующиеся на них коры выветривания (**Горелов, 1971**). Отложения мезозоя были денудированы вместе с юрско-раннемеловыми горными сооружениями. Они срезаются вместе с более древними породами поверхностями выравнивания ранне-среднемелового, позднемелового-раннепалеогенового и ранне-среднепалеогенового 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-позднемеловая кора выветривания сохранилась в Ненинско-Чумышской впадине (**Барышников, 1989**). Позднемеловая-раннепалеогеновая кора выветривания распространена наиболее широко в связи с широким распространением поверхности выравнивания соответствующего возраста. Мощность ее достигает 30-40 м. Большая мощность связана с теплым влажным климатом (близостью морского побережья) способствовавшим активному развитию процессов гипергенеза. Несколько меньшую мощность имеет кора выветривания на ранне-среднепалеогеновой поверхности выравнивания в связи с меньшей продолжительностью формирования. Перечисленные коры выветривания имеют каолиновый профиль. Они формировались 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 условия для формирования мощных кор выветривания не возникали, 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 (**рис. 2С**). 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 Ar_{39}/Ar_{40} методом дает датировки $1,7-1,8 \pm 0,2$ млн. лет (**Novikov, Sokol, 2007; Новиков, Сокол, 2009**). Геологические и геоморфологические данные не позволяют говорить 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 говорит о завершении формирования 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 топографических карт масштаба 1:100 000 N-45-38 и N-45-50. Эта территория имеет площадь около 2300 км². 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 масштабе 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 простиранья. Поверхность уступа сильно выположена и имеет углы наклона 10-15°, в то время как для позднеплейстоценовых тектоногенных уступов Алтае-Саянской области характерны углы наклона 28-32°. Вдоль уступа не выявлено сейсморазрывов и сейсмогравитационных явлений. 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, срезающие породы палеозоя и мезозоя развитые на палеозойском и мезозойском субстрате. Высотное положение и характер расчленения поверхностей выравнивания резко различают 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 (реже 30-50 м) ([Беляев, Нечаев, 1999](#)).

Зная изменения уровня морского бассейна, служившего в меловое и палеогеновое время базисом денудации при региональном выравнивании можно заключить, что в пределах Буготакско-Сокурской возвышенности: 1. Представлены все три уровня поверхностей выравнивания, которые могли сформироваться в ходе эпохи тектонического покоя (ранне-позднемеловой, [поздне-ранне-меловой](#)-раннепалеогеновый и ранне-среднепалеогеновый. 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 примерно 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 и др., 2001; Беляев, Нечаев, 1999](#)).

Морфометрические характеристики поверхностей выравнивания Салаирского кряжа и их соотношения к сингенетичным и эпигенетичным геологическим образованиям

позволяет 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 морфологическо-выраженной границы Салаирского кряжа на юго-западе.

Денудационные склоны долин представляют собой слабо наклонные поверхности, покрытые лессовидными суглинками, обрамляющие плоские водораздельные пространства. В пределах Буготакско-Сокурской возвышенности они имеют углы наклона 2-3° и занимают позицию между водоразделами и аккумулятивными днищами долин. На Салаирском кряже их углы наклона достигают 3-4° ~~Ми~~ 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 формировании 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 1-1.5 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~~30° 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 межнным 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 года (**Щуровский, 1846**).

Обсуждение результатов

Увлечение в 1930-40-е годы идеями В.Пенка (**Penck, 1924**) не миновало и СССР и М.А. Усов (**1935**) описывал Салаир как ступенчатое горное сооружение, поверхности выравнивания (ступени) которого формировались на фоне общего сводового поднятия территории в периоды его замедления. Наличие нескольких, выдержанных по высоте выложенных 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 пенеplена с абсолютными отметками 400-550 м. По разрозненным геологическим данным эти авторы предполагали позднемеловой-эоценовый и позднеолигоценовый возраст педиментов. Эти авторы отмечали, что на поверхности пенеplена залегают позднемеловые-раннепалеогеновые породы, представленные корами выветривания в первичном или переотложенном залегании.

Наиболее далеко в выделении разновозрастных педиментов зашел Ю.И.Лоскутов (**1999**), который составил геоморфологическую карту Салаира в масштабе 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 ~~четыре~~ 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 наблюдается 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. Базисом денудации для западной части Алтае-Саянской горной области в меловое, палеогеновое и ранне-неогеновое время был уровень сообщавшегося с Мировым океаном морского бассейна Западной Сибири.

Положение уровня Мирового океана на протяжении фанерозоя в 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 детальном исследовании 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 плейстоценовым 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 мультиплицирована подобно лестничным пролетам многоэтажного дома. Поэтому в настоящее время, если придерживаться концепции В. Пенка 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. Юрские горные сооружения юга западной Сибири 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 позднемеловое-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, сформированная 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, ~~ограниченная с торцов взбросами~~. 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 региональной тектонической активизации. В пределах Горного Алтая тектонические движения имели гораздо больший размах, но активизировались в то же время, о чем свидетельствует накопление грубообломочной синорогенной молассы – бекенской и башкаусской свиты в Чуйской межгорной впадине (Девяткин, 1965). ~~(? Уточнить, сейчас, когда подошва четвертички опустилась на 2,58 – башкаус полностью ушел в плейстоцен?)~~ 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 финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области, проект № 17-45-540758 р-а, в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0015

Литература

[Адаменко О.М. Предалтайская впадина и проблема формирования предгорных опусканий.- Новосибирск: Наука Сиб. отд., 1976.- 183 с.](#)

Бабин Г.А., Гусев Н.И., Юрьев А.А., Уваров А.Н., Дабский В.С., Черных А.И., Щигрев 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., Радюкевич Н.М., Николаева Л.С., Богомолов В.П., Шипов Р.В., Сулова С.В., Сазонов В.А., Юрьева В.В., Хлебникова Т.В., Кондрашова А.К., Терета Н.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 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. Масштаб 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 коробразовательные 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: изд-во «Наука» Сибирское отд., 1975. - 124 с.

Башарина Н.П., Боголепов К.В., Ермиков В.Д., Заболоцкий Е.М. Очерк тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса. – Новосибирск: изд-во «Наука» Сибирское отд., 1974. - 77 с.

Беляев В.И., Нечаев В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-VII (Тогучин). Объяснительная записка.- Новосибирск, 1999.- 275 с.

Беляев В.И., Нечаев В.В., Дергачев В.Б., Зудин А.Н., Дагаев Ю.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XIII (Маслянино). Объяснительная записка.- Новосибирск, 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: Изд-во «Наука» Сибирское отделение, **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. Основные этапы развития рельефа рельефа // История развития рельефа Сибири и Дальнего востока, т.10. - 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 Й. 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. О проблеме комплексного анализа поверхностей выравнивания и кор выветривания // Геоморфология, **1974**, № 1.- С.15-26.

Горелов С.К. Основные этапы выравнивания рельефа СССР и проблема их корреляции с древними эпохами выветривания // Геоморфология **1971**, № 4.- С.9-20.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии.- М.: Наука, **1981.**- 196 с.

Девятов В.П., Никитенко Б.Л., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Сибири в юрском периоде на этапах основных перестроек // Новости палеонтологии и стратиграфии, **2011.**- Вып. 16–17.- С. 87–101.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., де Ваэле 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. 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.

Ивания Л.А. О строении и геоморфологических условиях залегания древних кор выветривания юго-востока Западной Сибири Геоморфология, 1972, № 3.- С.65-71.

[Конторович и др., 2013 – палеогеография юры](#)

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. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-44-XVIII (Черепаново). Объяснительная записка.- Новосибирск, 2008.- 202 с.

Лоскутов Ю.И. Геоморфологическая карта Салаира специализированная на золото (масштаб 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 предальтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1972.- 227 с.

Малолетко А.М. Эволюция речных систем Западной Сибири в мезозое и кайнозое. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 2008. 288 с.

Метелкин Д.В. Эволюция структур Центральной Азии и роль сдвиговой тектоники по палеомагнитным данным. Новосибирск: ИНГГ, 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.- № 9. – Т. 42. – С. 1377 – 1388.

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

Новиков И.С. Позднепалеозойская, среднемеозойская и позднекайнозойская эпохи орогенеза Алтая // Геология и геофизика. - 2002.- № 5.- Т.43.- С.434 - 445.

Новиков И.С. Реконструкция этапов горообразования обрамления Джунгарской впадины по литостратиграфии позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений // Геология и Геофизика, 2013. - № 2.- Т. 54. - С. 184-202.

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. Основные черты новейшей блоковой делимости Кузбасса // Геология и Геофизика, 2013. - № 3.- Т. 54. - С. 424-437.

Обручев В.А. Алтайские этюды (этюды 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., Перегоедов 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.9-2-

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 // Вестник 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-Landscape Maps of Hydrocarbon Provinces of Siberia / Ed/ Surkov V.S. - 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. // Berggren, W.A., Kent, D.V., Hardenbol, J. (Eds.), Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 54, 1995, 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) // Geophysical Journal International, 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 // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2010. - V.295 (№1–2).- P. 307-322.

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.

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., 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.

Glorie S., De Grave J. Exhuming the Meso-Cenozoic Kyrgyz Tianshan and Siberian Altai-Sayan: A review based on low-temperature thermochronology // Geoscience Frontiers, 2016 V.- P.7 155 -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**. - Vol. 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. // Berggren, W.A., Kent, D.V., Hardenbol, J. (Eds.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists 54, **1995**, 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.S., B.S., 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 // *Bulletin of the Geological Society of America*, **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 // *Geological Society of America Bulletin*, **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 // *Sedimentary Geology*, 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**, 189: 419–426.

Novikov I.S., Sokol E.V. Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia // *Acta Petrologica Sinica*. - **2007**. - V.23. - № 7.- P. 1561 – 1572.

Penck W. Die morphologische Analyse: Ein Kapitel der physikalischen Geologie. – Stuttgart: J. Engelhorns 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 // Journal of Asian Earth Sciences, **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 // Journal of Geophysical Research, **1979**.- Vol. 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., and Thompson S. III Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level // American Association of Petroleum Geologists 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 // Journal of the Geological Society of 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 Research, **2015**. - V.28 (№10). - P. 1096-1116.

Yin A., Harrison, T.M. Geological evolution of the Himalayan-Tibetan orogeny // Annual Review in Earth and Planetary Sciences, **2000**. – V.28. – P.211-280.

Zanchi A., Zanchetta S., Balini M., Ghassemi M.R. Oblique convergence during the Cimmerian collision: Evidence from the Triassic Aghdarband Basin, NE Iran // Gondwana Research, **2016**.- V.3. – P. 149–170.

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 // Geological Society, London, Special Publications, **2009**. - V. 312. - P. 31-55.

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 Research, **2013**. - V. 23.- P. 1429–1454.

Подрисуночные подписи

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

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

А – позднеюрское-раннемеловое время, **В** – позднемеловое – среднепалеогеновое время, **С** – поздненеогеновое-четвертичное время.

Цифрами на схеме обозначены: 1 – акватории морей, 2 – денудационные равнины, 3 – низкогорья, 4 – среднегорья и высокогорья, аккумулятивные равнины, 6 – современная гидрография, 7 – границы территории, показанной на рис.4., 8 – границы современного распространения юрских отложений.

Рис. 3. Кривая изменения уровня Мирового океана (по Vail et al., 1977; Haq et al., 1987, 1995) и абсолютные высоты формирования поверхностей выравнивания позднего мезозоя и раннего кайнозоя.

Рис. 4. Геоморфологическая карта северной окраины Салаира.

1 – пойма и I-IV террасы нерасчлененные, **2** – реликты ранне-позднемеловой поверхности выравнивания на вершинах монаднок, **3** – позднемеловая-раннепалеогеновая поверхность выравнивания (0-2°), **4** – ранне- среднепалеогеновая поверхность выравнивания (0-2°), **5** - позднемеловая-раннепалеогеновая поверхность выравнивания под покровом лессовидных суглинков, **6** - ранне- среднепалеогеновая 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 тектоногенных уступов.

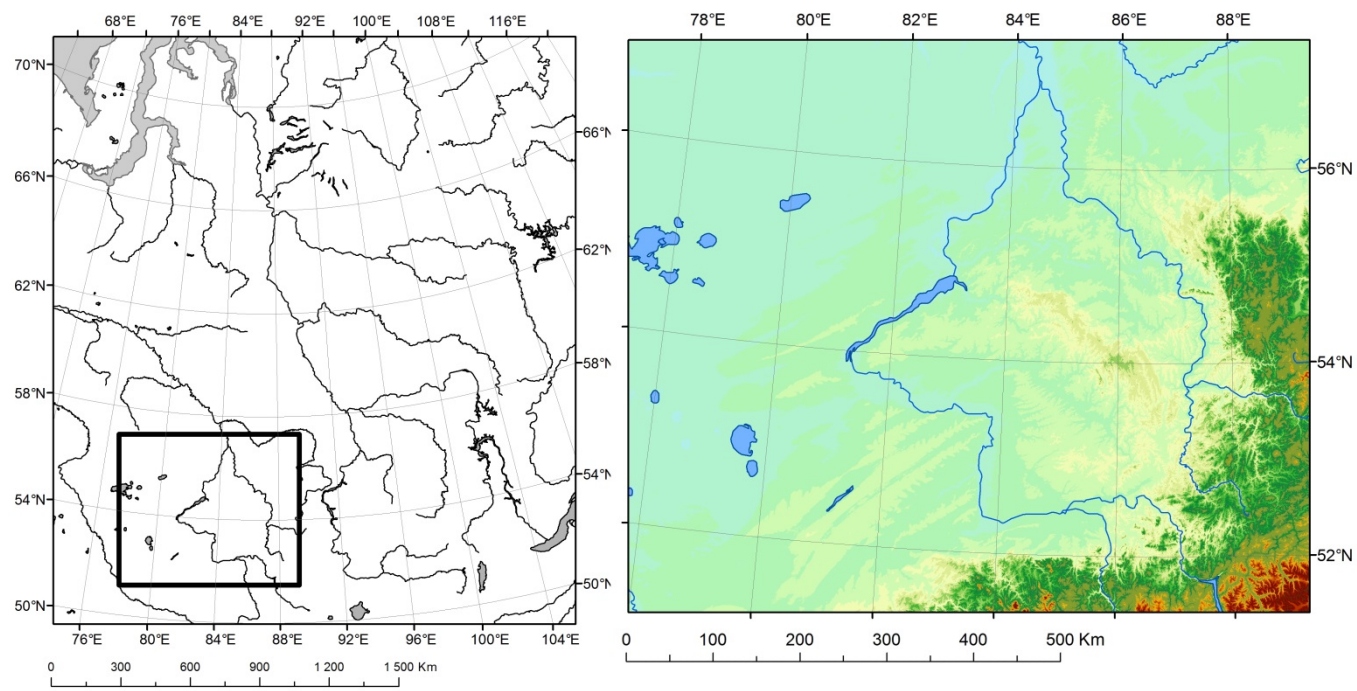


Рис. 1.

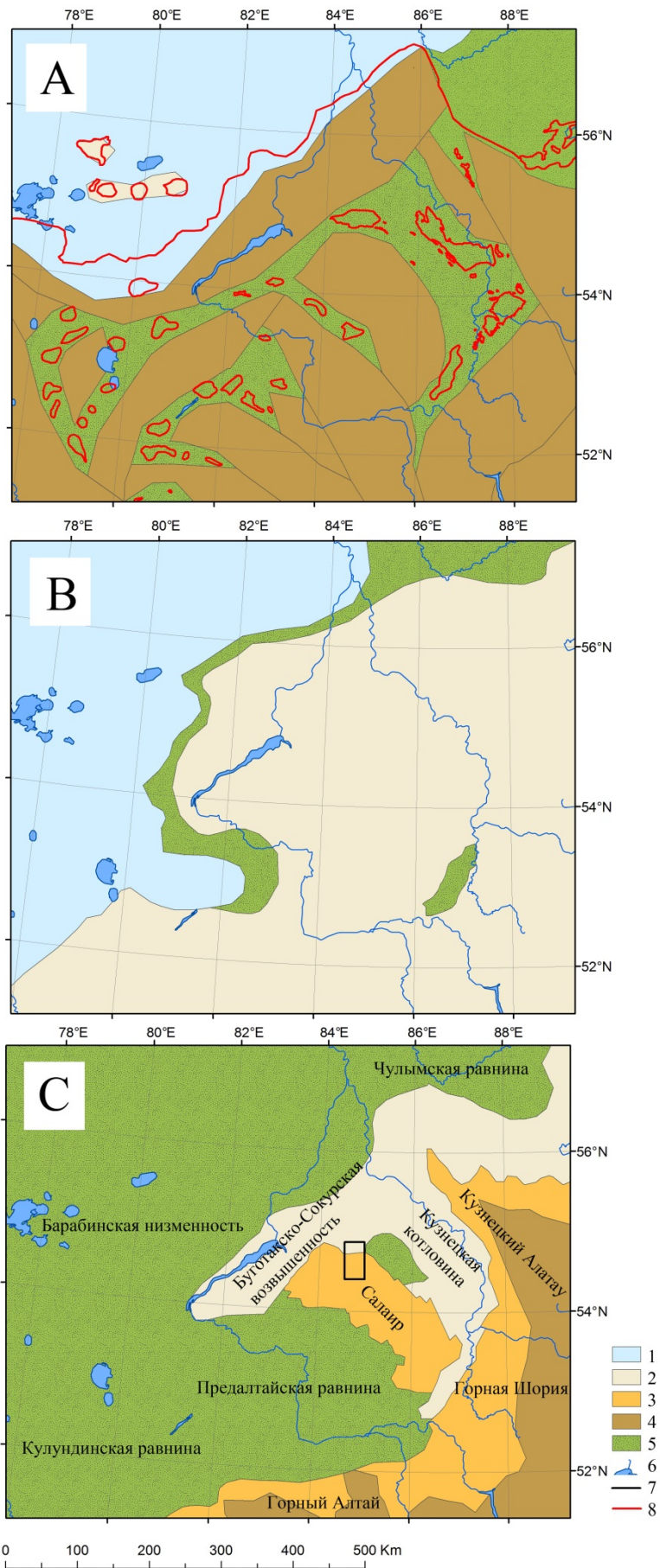


Рис. 2.

|

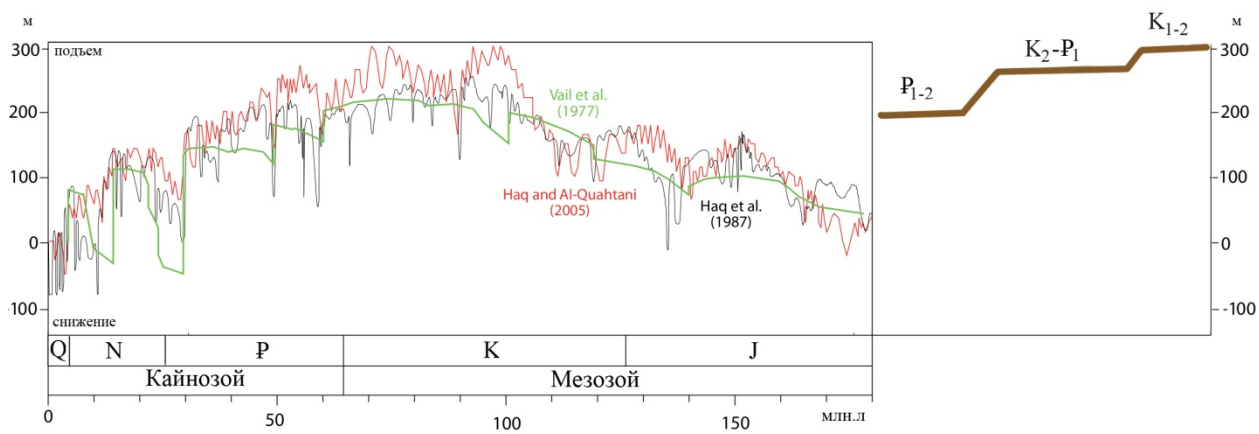


Рис.3.

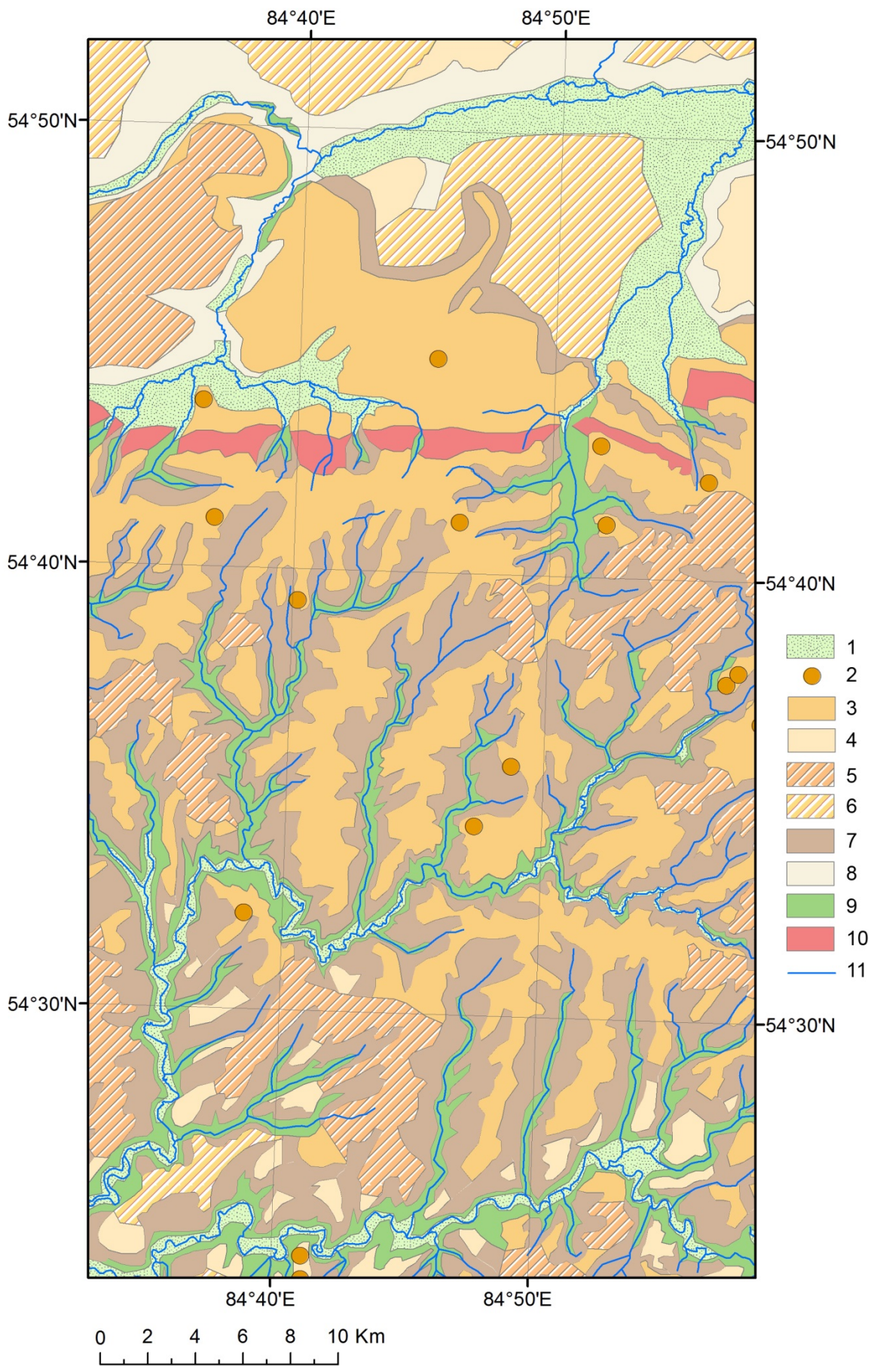


Рис.4.

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

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

А – позднеюрское-раннемеловое время, **В** – позднемеловое – среднепалеогеновое время, **С** – поздненеогеновое-четвертичное время.

Цифрами на схеме обозначены: 1 – акватории морей, 2 – денудационные равнины, 3 – низкогорья, 4 – среднегорья и высокогорья, аккумулятивные равнины, 6 – современная гидрография, 7 – границы территории, показанной на рис.4., 8 – границы современного распространения юрских отложений.

Рис. 3. Кривая изменения уровня Мирового океана (по Vail et al., 1977; Naq et al., 1987, 1995) и абсолютные высоты формирования поверхностей выравнивания позднего мезозоя и раннего кайнозоя.

Рис. 4. Геоморфологическая карта северной окраины Салаира.

1 – пойма и I-IV террасы нерасчлененные, **2** – реликты ранне-позднемеловой поверхности выравнивания на вершинах монаднок, **3** – позднемеловая-раннепалеогеновая поверхность выравнивания (0-2°), **4** – ранне-среднепалеогеновая поверхность выравнивания (0-2°), **5** - позднемеловая-раннепалеогеновая поверхность выравнивания под покровом лессовидных суглинков, **6** - ранне- среднепалеогеновая 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 тектоногенных уступов.

