

МОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕНЕПЛЕНА АЛТАЯ НА ПРИМЕРЕ КУРАЙСКОГО ХРЕБТА¹

*Ин-т геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск;
novikov@igm.nsc.ru*

Введение

Одной из наиболее ярких геоморфологических черт Горного Алтая является наличие в его вершинном поясе обширных денудационных равнин, фрагментарно сохранившихся даже в областях развития альпинотипного рельефа и придающих большинству его хребтов характерный выровненный облик. После известной статьи В.А. Обручева [1], доступной также в собраниях избранных трудов автора, редкая публикация, посвященная геоморфологии, неотектонике или палеогеографии Алтая, обходится без упоминания о наличии в его рельефе обширных реликтов древнего пенеплена. Период формирования последнего по мере уточнения представлений о строении коррелятных толщ во внутригорных впадинах Алтая и предгорных впадинах его северного обрамления постепенно сузился до позднего мела–среднего палеогена [2]. Ставшие доступными позднее материалы по строению впадин южного обрамления Алтая, разрез которых представляет собой наиболее полную геологическую летопись континентального этапа развития региона, в целом подтверждают этот вывод [3].

Публикации, авторы которых отрицали бы существование единого пенеплена на месте горных сооружений Алтая в период, предшествовавший неотектонической активизации территории, буквально можно пересчитать по пальцам [4–8]. Альтернативные взгляды заслуживают краткого разбора, поскольку они бросают вызов устоявшейся традиции.

С.Ф. Дубинкин полностью отрицал наличие древнего пенеплена в вершинном поясе Алтая. По его мнению, субгоризонтальные вершинные поверхности этих гор – результат криопланиции [4]. Преувеличение роли этого процесса было характерно для многих работ 1930–1940-х гг., но более поздние исследования показали, что в пределах Горного Алтая в результате нивации сформировались нагорные террасы, ширина которых не превышает первых сотен метров при высоте уступов в десять метров и протяженностью обычно менее 1 км [9].

По представлениям В.А. Растворовой [5], основанных на экстраполяциях разрозненных данных о твердом стоке рек Горного Алтая, общая мощность слоя пород, удаленных за пределы горных сооружений в неотектонический этап, превышает 1000 м и, соответственно, вершинная поверхность имеет возраст близкий к четвертичному. Однако отсутствие коррелятных отложений соответствующей мощности во впадинах обрамления не позволяет всерьез воспринять выводы автора.

О.М. Адаменко, развивая идеи И.Г. Зальцмана [10] относительно строения осадочной толщи Бийско-Барнаульской впадины, сопоставил с циклами осадконакопления крупные высотные ярусы Горного Алтая, выделив меловые, палеогеновые и неогеновые поверхности выравнивания [6]. Данная точка зрения нашла отражение на геоморфологической карте, входящей в комплект Геологической карты СССР м-ба 1 : 1000000. Ее составители выделили в пределах Алтая лестницу денудационных уровней, включающую “раннемеловой (?), позднемеловой (?) пенеплена, палеогеновый педиплен и неогеновые педименты” [11, с. 132]. Являясь приверженцами идей В. Пенка, популяризации которых

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 13-05-00986).

способствовал хорошо выполненный перевод [12], и модели сводообразного воздымания Алтая во время замедления которого формировались поверхности выравнивания, они утверждали, что “превышение позднемелового (?) пенепплена над палеогеновым педиппленом для большинства районов Горного Алтая изменяются от 200–400 м в осевых частях хребтов до десятков метров в области сочленения хребтов с внутригорными впадинами... Превышения палеогеновых педиппленов над неогеновыми педиментами изменяются от 200–400 м в хребтах Горного Алтая до 100 и менее метров по периферии” [11, с. 132].

Данные по строению разреза Джунгарской впадины, расположенной к юго-западу от Алтая и содержащей практически полную геологическую летопись позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя, показывают, что такого рода модель к его территории неприменима [3]. Кроме того, судя по самой геоморфологической карте, за денудационные уступы между разновозрастными поверхностями выравнивания ее авторы явно принимали тектоногенные уступы, сформировавшиеся в ходе дифференцированных движений неотектонических блоков.

Ближих с О.М. Адаменко взглядов придерживались В.К. Кучай с С.А. Тычковым. В своей совместной главе в монографии [7] они приводят схему рельефа южного склона Курайского хребта Горного Алтая, где присваивают различный возраст уплощенным реликтам доорогенного рельефа в зависимости от их гипсометрического положения. Пример для иллюстрации своих взглядов авторы выбрали крайне неудачно, поскольку именно этот участок является одним из немногих на Алтае, где в ходе проведения крупномасштабной геологической съемки (1 : 50000), геологоразведочных работ на ртуть и геоморфологической съемки в м-бе 1 : 25000 [13] доказана тектоническая природа уступов высотой 300–600 м, трассируемых телами четвертичных травертинов и разделяющих уплощенные участки рельефа, которые в ходе неотектонических движений утратили субгоризонтальность и приобрели существенные уклоны не только в разные стороны от водоразделов хребтов, но и по их простиранию.

В.С. Зыкин с соавторами описывают в юго-восточном Алтае “верхнемеловые отложения”, которые формировались в “эпиконтинентальном морском бассейне” [8, с. 671]. Данная точка зрения интересна тем, что если у большинства противников идеи существования единого мел–палеогенового пенепплена Алтая в позднемеловое время на его месте все же располагалась область денудации и формировались поверхности выравнивания, то, по мнению В.С. Зыкина с коллегами, на месте Алтая в морском бассейне накапливаются достаточно мощные терригенные отложения. Причем накапливаются в одной единственной точке. Более поздние исследования не смогли подтвердить позднемеловой возраст изученных морских отложений, зато обнаружили в них девонские двустворки и брахиоподы [14]. Собственно, этого и следовало ожидать, поскольку в силу достаточно хорошей геологической изученности (в рассматриваемом районе проведена геологическая съемка м-ба 1 : 50 000) палеогеография позднемелового времени реконструирована здесь вполне надежно. В позднем мелу в условиях тектонического покоя на территории Алтая формировалась только денудационная поверхность выравнивания, привязанная по высоте к базису денудации, каковым являлся позднемеловой уровень Мирового океана (абс. высоты 250–270 м [15]), береговая линия которого располагалась вдоль южной границы современной Бийско-Барнаульской впадины [10], более чем в 500 км к северо-западу от территории, где были обнаружены морские породы “позднемелового” возраста.

Постановка проблемы

Несостоятельность рассмотренных представлений о палеогеографии Алтая в позднем мелу, палеогене и раннем неогене не снимает очевидной проблемы. В указанный период времени единый пенепплен на месте Алтая в принципе не мог быть сформирован. Пенепплен формируется в период длительного тектонического покоя вблизи базиса денудации. Глобальные изменения уровня Мирового океана реконструированы с большой степенью детальности и на протяжении почти 20 лет широко используются при моделировании условий седиментации в нефтегазоносных бассейнах по всему

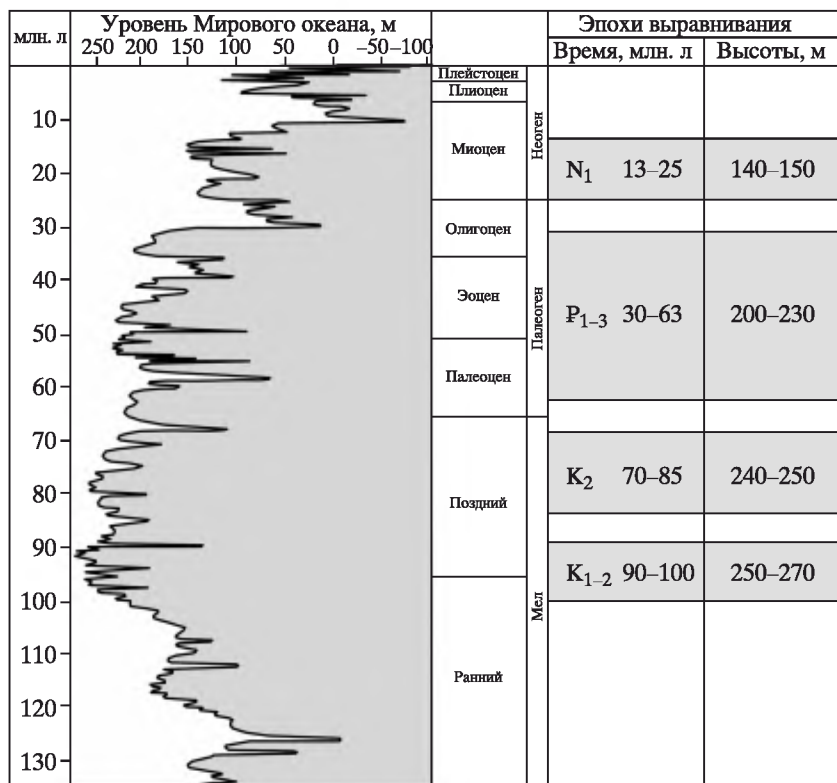


Рис. 1. Кривая изменения уровня Мирового океана в мелу и кайнозое по [15, 16] и эпохи регионального выравнивания в тектонически стабильных регионах (на примере севера Сибирской платформы)

миру. Это так называемая “Echelon Sea Level Curve” (рис. 1). Уровень Мирового океана в позднем мелу, палеогене и неогене прерывисто понижался с +270 до +100 м. Максимальным (около +270 м) он был на рубеже раннего и позднего мела, на протяжении позднего мела колебался вблизи отметок +250–260 м, в палеогене и эоцене составлял +200–240 м, а в раннем и среднем миоцене – +140–150 м. На поздний олигоцен и поздний миоцен приходятся периоды падения уровня Мирового океана на 150–200 м продолжительностью 5–8 млн. л. [15, 16], связанные с общепланетарными эпизодами тектонической активизации, поскольку происходят еще до первых оледенений кайнозоя. Таким образом, в условиях тектонического покоя, фиксируемого по отсутствию грубообломочных осадков во впадинах обрамления, в позднемеловое–среднепалеогеновое время на территории Алтая должны были сформироваться минимум четыре регионально развитых уровня планации: среднемеловой (сформировался на абс. отметках 250–270 м на протяжении около 10 млн. л.), позднемеловой (на отметках 240–250 м на протяжении около 15 млн. л.), палеоген–эоценовый (соответственно на абс. высотах 200–230 м в течение 33 млн. л.) и раннемиоценовый (на высотах 140–150 м на протяжении 12 млн. л.). В тектонически стабильных районах данная лестница поверхностей выравнивания должна дополняться системой придолинных педиментов, формирование которых происходило в позднем миоцене–плиоцене. В мобильных областях в связи с процессами неотектонической активизации, приводящими к дроблению территории на блоки и быстрому подъему последних относительно базиса денудации, в позднем миоцене формирование поверхностей выравнивания прекращается.

В северном обрамлении Алтая в пределах Салаира и Горной Шории лестница разновозрастных поверхностей выравнивания выявлена в ходе среднемасштабных геоморфо-

логических съемок и вошла в стандартные легенды геоморфологических карт более мелкого масштаба [17, 18]. Детальность геоморфологической съемки (1 : 200000) в условиях искажающего влияния неотектонических движений не позволила выявить характерные высотные перепады между последовательными по возрасту уровнями. Результаты этих исследований опубликованы очень скупо [19, 20]. Фрагментарно изданные материалы среднемасштабных съемок Среднесибирского плоскогорья выявили сходную геоморфологическую ситуацию [21]. Подтверждена она и результатами крупномасштабной съемки, проводившейся на отдельных участках севера Сибирской платформы [22–24]. Все выявленные денудационные уровни сохранили свое исходное высотное положение на тектонически пассивной северной части Сибирской платформы и испытали в позднелигоцен-плейстоценовое время пликативные деформации, дробление на блоки и вертикальные перемещения по межблоковым разломам в ходе развития процесса неотектонической активизации в пределах Алтае-Саянской горной области. Тем не менее в пределах Горного Алтая они до настоящего времени не выделялись и не описывались.

Материалы и методы

Основными материалами для анализа структуры рельефа послужили результаты проведенных нами геоморфологических съемок, базирующихся на методе выделения генетически однородных поверхностей. На наш взгляд, этот метод имеет максимальную разрешающую способность при съемках в крупных масштабах. Результаты съемок мы сопоставляли с опубликованными данными по строению разрезов коррелятных отложений, исходя из того, что эпохи тектонического покоя и медленного регионального выравнивания находят свое отражение в бассейнах седиментации в виде маломощных глинистых осадков, а эпизодам тектонической активизации, напротив, соответствуют толщи грубообломочного состава.

Горный Алтай расположен в пределах мобильной зоны, где в неоген-четвертичное время в ходе неотектонической активизации возникли высокие горные сооружения. Неотектонические процессы в сочетании с неоднократными оледенениями территории существенно преобразовали ее геоморфологическую структуру за счет разрушения поверхностей доороженного равнинного рельефа. О широком распространении такого рельефа в Центральной Азии в позднем мелу, раннем и среднем палеогене свидетельствует перерыв в коррелятных разрезах впадин мобильных зон [2] и маломощные толщи глинистого состава в пределах стабильных областей (морской и озерной седиментации к северу и югу от Алтая соответственно) [3, 6, 10]. Дробление территории Алтая на блоки в ходе неотектонической активизации, их подъем на разные высоты и сопутствующее интенсивное эрозионное расчленение существенно усложняют задачу выделения наиболее древних геоморфологических элементов, составлявших доороженные денудационные равнины. Кроме того, в условиях высокогорья обычно не сохраняются маломощные покровные отложения на денудационных поверхностях, что усложняет датирование последних геологическими методами. Для выявления возраста и основных морфологических признаков уровней денудационной планиции имеет смысл рассмотреть геоморфологическую структуру, формируемую на эталонной территории, не испытавшей процессов оледенения и неотектонической активизации. Такое место было нами обнаружено на севере Сибирской платформы, весьма стабильной в тектоническом отношении в позднем мезозое и кайнозое. Помимо тектонической стабильности сохранность древних уровней планиции обусловлена также тем, что, несмотря на высокие широты, из-за дефицита атмосферных осадков данная территория не испытала оледенения и связанного с ним преобразования рельефа.

Материалы геоморфологической съемки эталонного участка территории, не испытавшей неотектонической активизации

В период 1992–1994 гг. автор проводил геоморфологическую съемку территории Анабаро-Уджинского междуречья на севере Средней Сибири. Всего было отснято 24 двоянных листа м-ба 1 : 50000. Общее геоморфологическое описание опублико-

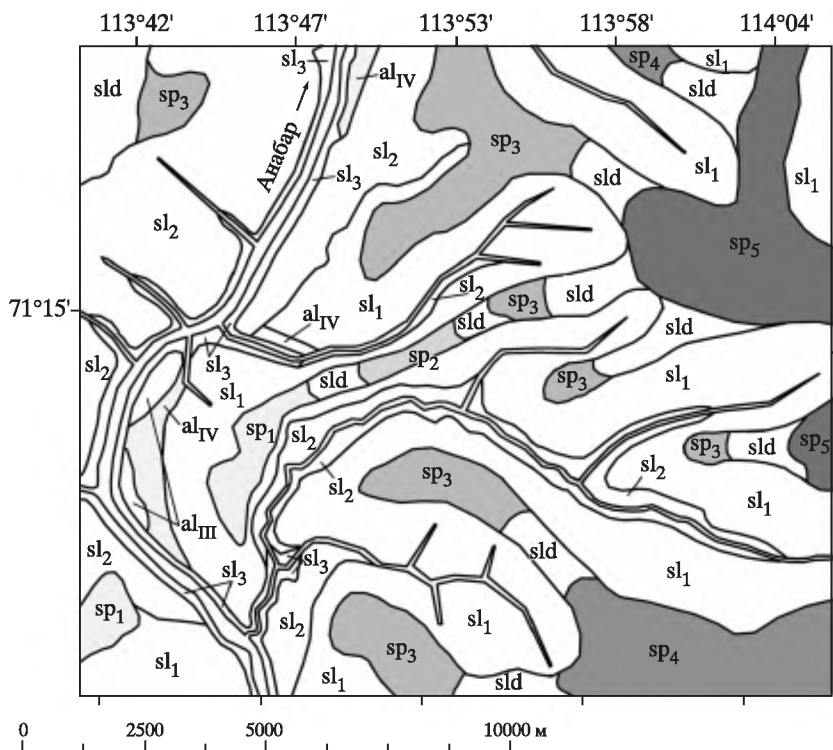


Рис. 2. Фрагмент крупномасштабной геоморфологической карты Анабаро-Уджинского междуречья (северная часть Среднесибирского плоскогорья)
 Генетически однородные поверхности. *Аккумулятивные*: al_I – голоценовые поймы и первые надпойменные террасы нерасчлененные; *денудационные*: плейстоценовые цокольные террасы: al_{III} – третья, al_{IV} – четвертая; поверхности выравнивания: sp₁ – плиоценовая (?), sp₂ – раннеэоценовая, sp₃ – палеогеновая, sp₄ – позднемеловая, sp₅ – среднемеловая (?); склоны долин: sl₁ – пологие солифлюкционные, sl₂ – средней крутизны десерпционные, sl₃ – крутые обвально-осыпные, sld – пологие денудационные

вано достаточно полно [24, 25], поэтому остановимся только на тех ее особенностях, которые имеют отношение к теме статьи. Данная территория находится в зоне многолетнемерзлых пород к северу от 71° с. ш., сложена раннекембрийскими высокобитуминозными карбонатами. Слоистая толща очень полого (0°30'–1°30') падает к северо-западу.

В геоморфологическом отношении территория представляет собой ступенчатую денудационную равнину с абс. отметками денудационных уровней в пределах 20–250 м, расчлененную долинами, приуроченными к регулярной сети зон трещиноватости (рис. 2). Смещений по ослабленным зонам не установлено. Склоны долин делятся на три класса. Крутые (30° и более) обвально-осыпные склоны связаны с врезанием речной сети в плейстоцене в связи с резкими падениями уровня Мирового океана во время оледенений. В силу маловодности это врезание затронуло только крупные водотоки класса Анабара, а в их притоках проявляется только в приустьевых частях. Урез воды р. Анабар, впадающей в море Лаптевых в 300 км севернее рассматриваемой территории, составляет 7–9 м. Десерпционные склоны (8–10°) также связаны с активизацией эрозии в плейстоцене и обычно замещают вверх по склону крутые придолинные склоны, отделяясь от них отчетливой бровкой. Оба перечисленные типа склонов практически лишены чехла рыхлых осадков. На обвально-осыпных склонах они отсутствуют полностью, не накапливаясь и в их основании, поскольку все поступающие со склонов обломки вовлекаются в аллювиальный процесс. На десерпцион-

ных склонах присутствует прерывистый чехол щебнистого материала (0–0.5 м), подвижный настолько, что почвообразование не происходит. Пологие солифлюкционные склоны (2–3°) покрыты относительно мощным (2–3 м) слоем суглинков и осложнены густой сетью деллей. На них развиты маломощный почвенный покров и лесотундровая растительность. Несмотря на малые углы наклона, они достаточно динамичны из-за переувлажнения при сезонном оттаивании.

Разновысотные выровненные водораздельные уровни являются аструктурными, поскольку не совпадают с элементами залегания коренных пород. Они покрыты плащом рыхлых осадков мощностью 7–32 м, имеющим двучленное строение. Нижнюю часть покрова рыхлых отложений составляют аллювиально-пролювиальные осадки мощностью от 4 до 27 м. Они приурочены к уровням регионального выравнивания и имеют возраст от позднего мела до позднего неогена в зависимости от высотного положения. Верхняя часть плаща мощностью 3–5 м распространена повсеместно и представлена льдистыми (местами до 50–70%) золовыми суглинками плейстоценового возраста. Денудационные уступы между разновозрастными уровнями перекрыты сплошными делювиальными шлейфами, состоящими из суглинистого материала. Несмотря на малые отличия в углах наклона от обрамляющих их солифлюкционных склонов (0° и 2–3°, соответственно), реликты денудационных уровней уверенно дешифрируются на аэрофотоснимках за счет того, что в их пределах широко развиты формы термокарста и морозного пучения, придающие им характерный пятнистый фототон, резко контрастирующий со струйчатым деллевым рисунком обрамляющих склонов.

В пределах рассматриваемой территории по высотному положению выделяются пять горизонтальных уровней планации, соответствующих длительным периодам относительно стабильного положения уровня Мирового океана и выработанных в моноклинально залегающей карбонатной толще кембрийского возраста. Поверхность пятого уровня (222–242 м) сохранились в виде относительно небольших фрагментов, обычно не превышающих 5–8 км в поперечнике. Она лишена чехла рыхлых отложений и представляют собой цоколь денудационной равнины. Ее возраст геологическими методами определяется как послетриасовый, поскольку за пределами рассматриваемой территории она срезает тела триасовых эффузивов. По высотному положению мы предполагаем для нее среднемеловой возраст. Поверхность четвертого уровня (203–211 м) развита в виде обширных уплотненных водоразделов протяженностью до 20–30 км. Под покровными отложениями в ее пределах обнаружены карстовые полости с сохранившимися водосборными воронками. Полости заполнены отложениями мелового возраста. Поверхность третьего уровня имеет высотные отметки в пределах 165–185 м. Размеры ее реликтов местами достигают 20 км в поперечнике. В областях развития поверхностей более высоких уровней она представлена фрагментами придолинных педиментов. Для нее характерно развитие покровного комплекса в полном объеме и значительно меньшая, чем у дневной поверхности, изменчивость высотных отметок цоколя. В покровных галечниках найдены палинологические останки палеогенового возраста. Поверхность второго уровня имеет высотные отметки 142–158 м, она развита в бортах долин Анабара и его крупных притоков и формировалась в виде придолинных педиментов. В покровном комплексе обнаружены пыльца и споры таксонов палеогенового и неогенового возраста, что в сочетании с высотными отметками позволяет отнести время ее формирования к раннему неогену. Поверхность выравнивания первого уровня (120–130 м) по существу надстраивает ряд цокольных террас Анабара (20–25, 40–42, 63–65, 70–80 и 94–110 м), отражающий прерывистое и относительно быстрое снижение уровня Мирового океана в позднем плиocene и плейстоцене.

Рассмотренная последовательность датированных поверхностей выравнивания севера Сибирской платформы хорошо согласуется с кривой изменения уровня Мирового океана. Существующий в данном районе набор генетически однородных поверхностей, можно считать эталонным в силу хорошей сохранности и морфологической выраженности.

Материалы геоморфологической съемки участка горного рельефа, возникшего в ходе неотектонической активизации

В ходе проведения в 1999 и 2011–2012 гг. геоморфологической съемки планшета из 9 стандартных листов м-ба 1 : 50000 на территории северного обрамления Курайской впадины Горного Алтая в пределах вершинной поверхности северо-западной части Курайского хребта автором была выявлена лестница денудационных уровней (рис. 3), на отдельных участках полностью идентичная ранее описанной на территории севера Средней Сибири.

Рассматриваемый участок принадлежит единому в неотектоническом отношении блоку осевой части Курайского хребта, отделенному от его западного окончания новейшим грабеном, занятым долиной реки Кубадру. Данный блок испытал в конце плиоцена – плейстоцене быстрое поднятие, фиксируемое в примыкающих впадинах буровцевой молассой, выделяемой в качестве башкаусской свиты [2]. Позднеплиоценовая активизация носила региональный характер и фиксируется к северу от Алтая по появлению грубообломочных отложений кочковской свиты [10], а к югу – свиты синей [3]. Вертикальная амплитуда поднятия блока составила около 2300 м. Поднятие, судя по отсутствию наклонов вершинной поверхности, происходило без каких-либо изгибов или перекосов. Плейстоценовое оледенение к северу от рассматриваемой территории носило покровный характер, а к югу – горно-долинный. Наиболее возвышенная и уплощенная часть Курайского хребта подверглась покровному оледенению, приведшему к формированию в пределах вершинной поверхности изометричных в плане пологосклонных понижений глубиной 200–300 м и размером 2–3 км в поперечнике с плоским заболоченным днищем, покрытым чехлом делювиально-солифлиционных отложений. Склоны понижений имеют вогнутый профиль, лишены рыхлых отложений и сформированы процессами экзарации. Их уклон обычно составляет 7–12°, склоны северной экспозиции иногда имеют крутизну до 20°. Понижения, раскрывающиеся к северо-востоку, помимо перечисленных элементов в верховьях преобразованы в кары с аккумулятивными моренными и местами плоскими экзарационными днищами и крутыми (38° и более) обвально-осыпными бортами. Выраженный троговый характер имеет лишь долина Кубадру, днище которой занято моренами с вложенным постледниковым аллювиальным комплексом. Характерны также наложенные пролювиальные конусы выноса из эрозионных долин, соединяющихися днища экзарационных понижений водораздельной области с днищем трога Кубадру, перепад между которыми составляет 250–350 м. Склоны трога покрыты сплошным моренным чехлом. Двигающийся по нему ледник был образован слиянием ледников левых притоков Кубадру, формировавшихся в пределах более высокого (до 3500 м) Кубадринского горного массива, начинающегося сразу за западным обрезом рассматриваемой территории. Объединенный ледник не помещался в долине Кубадру, что фиксируется по его краевым моренам, вдвинутому в устьевые части экзарационных понижений водораздела. Как отмечалось выше, оледенение уплощенной водораздельной части Курайского хребта носило покровный характер, однако мощность ледников субгоризонтальных плоских вершин была недостаточной для движения льда, поэтому плоские водоразделы оказались как бы “законсервированными”. Е.В. Девяткин называл такое оледенение на Алтае пассивным [2]. Описанные выше слабоврезанные экзарационные долины, расчленяющие водораздельные пространства, развивались лишь на отдельных участках пологих привершинных склонов, где происходили медленные движения ледовых масс. В пределах эрозионных долин с их значительными уклонами ледники, напротив, активно двигались и формировали трог, полностью разрушив более древние геоморфологические элементы.

Рассматриваемый уплощенный водораздел при съемке в м-бе 1 : 50000 распадается на серию уровней, разделенных уступами. Если отвлечься от абс. высотных отметок данных поверхностей, то картина очень напоминает лестницу денудационных уровней севера Сибирской платформы. Уступы, разделяющие разновозрастные поверхности, имеют угол наклона 8–12°, извилисты в плане и не похожи на широко распро-

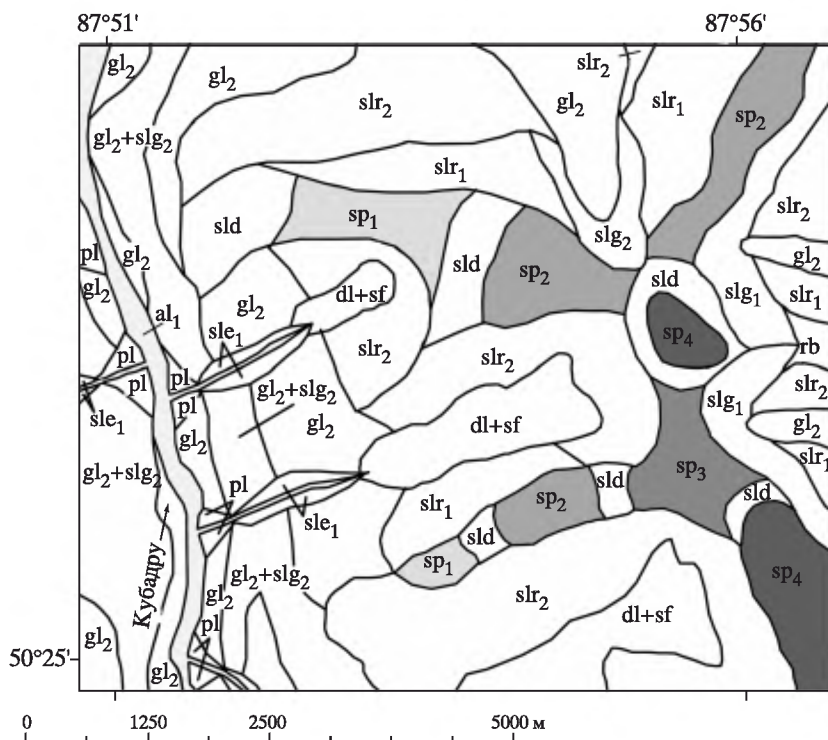


Рис. 3. Фрагмент крупномасштабной геоморфологической карты Тонгулакского хребта (северо-западный отрог Курайского хребта, Горный Алтай)

Генетически однородные поверхности. *Аккумулятивные*: gl₂ – стадийные и донные морены позднеплейстоценового оледенения, gl₂+slg₂ – позднеплейстоценовые морены на склонах ледниковых долин, dl+sf – делювиально-солифлюкционные днища экзарационных форм, pl – конусы выноса из голоценовых эрозийных врезов, al₁ – голоценовых пойм и первых надпойменных террас нерасчлененные; *денудационные*: поверхности выравнивания: sp₁ – ранненеогеновая, sp₂ – палеогеновая, sp₃ – позднемеловая, sp₄ – средне-меловая; позднеплейстоценовые ледниковые долины: rb – “выпаханные” днища, slg₁ – борта трогов и каров крутых, slr₁ – крутые “выпаханные” склоны, slr₂ – пологие “выпаханные” склоны; sld – доплейстоценовые делювиальные склоны, sle₁ – голоценовые эрозийные долины

страненные на Алтае прямолинейные тектоногенные уступы высотой от 300 до 600 м с углами наклона около 28°. Всего в пределах рассматриваемого участка выделяется четыре денудационных уровня, которые срезают геологические структуры (метаморфическую толщу с телами гранитогнейсов с общим падение 60° к северо-западу) и, очевидно, являются поверхностями выравнивания. Нижний уровень имеет абс. высоты 2400–2500 м, второй – 2560–2590, третий – 2535–2545 и четвертый, образующий главный водораздел, – 2680–2690 м.

Обсуждение результатов

Учитывая цикличность осадконакопления во впадинах, ограничивающих Алтай с севера и юга [2, 3, 7, 10], и сопоставляя ее с высотами денудационных уступов и кривой изменения уровня Мирового океана, можно экстраполировать возраст ступеней лестницы денудационных уровней севера Сибирской платформы на соответствующие денудационные ступени водоразделов Алтая. В этом случае следует предположить ранненеогеновый возраст для нижнего уровня, палеогеновый для последующего, позднемеловой – для третьего и средне-меловой – для четвертого, самого верхнего. Несколько увеличенную высоту уступа между первым и вторым уровнями можно свя-

зять с произошедшей в позднем олигоцене фазой медленных сводовых деформаций в регионе, фиксируемых в разрезе Чуйской впадины Алтая грубообломочной поздне-олигоценовой карачумской свитой [2], а в Джунгарской впадине – аналогичными отложениями свиты шавань [3]. Начавшиеся в позднем плиocene блоковые деформации и общий подъем территории прервали формирование поверхностей выравнивания, и с этого времени в ее пределах преобладали процессы водной и ледниковой эрозии с формированием из вынесенного материала аккумулятивных равнин в межгорных впадинах и предгорьях.

Полученные результаты позволяют сделать оценки масштабов и скоростей денудации водоразделов Алтая. О денудационном срезе в 1000 м и более для этих уплощенных водоразделов, как это утверждали некоторые исследователи, говорить не приходится. В таком случае лестница денудационных поверхностей там не могла бы сохраниться. Ступенчатая морфология водораздельных пространств Алтая указывает на то, что их денудация была незначительна и неодинакова на разных участках. Относительно среднемелового уровня познемеловой пенеплен врезан на 30–40 м, палеогеновый – на 20–30 м и неогеновый педимент – на 120–130 м. Таким образом, с середины мела до начала позднего неогена цоколь денудационной вершинной поверхности Алтая снизился от 0 м на участках развития среднемелового уровня до 170–200 м в пределах раннеогенового педимента (т. е. максимальное снижение местами составило 200 м за 60 млн. л., или примерно 0.003 мм/год). В ходе новейшего орогенеза темпы снижения водоразделов несколько выросли за счет удаления площадной коры выветривания, от которой на дневной поверхности остались только “корни” – линейные карманы глубокого ее распространения по зонам дробления. Площадная кора выветривания повсеместно сохранилась в погребенном состоянии во впадинах, где ее мощность не превышает 50 м (т. е. снижение водоразделов в ходе основной фазы новейшего горообразования можно оценить в 50 м за 10 млн. л. или 0.005 мм/год). Для сравнения – врез эрозионных долин составил за этот же период до 1000 м или 0.1 мм/год. Оценка продолжительности основной фазы орогенеза в 10 млн. л. получена по результатам исследований в китайском Тянь-Шане [26], однако есть данные, что на Алтае она длилась всего 1–2 млн. л. [27, 28]. Если это так, то скорости снижения водоразделов и врезания долин возрастают, соответственно, до 0.025–0.050 и 0.5–1.0 мм/год.

Выводы

1. Пенеплен Горного Алтая имеет широкий временной диапазон формирования, как это утверждали на основе изучения разрезов коррелятных отложений многие авторитетные ученые [1, 2]. При детальности геоморфологических исследований, соответствующих м-бам 1 : 1000000 и 1 : 500000, он представляет собой единую поверхность с диапазоном формирования поздний мел–ранний неоген. Ее региональные высотные уровни, разделенные тектоногенными уступами высотой 300 м и более, связаны с неотектоническими блоковыми движениями, а плавные изменения обусловлены пликативной новейшей тектоникой. Модель, принимающая сводообразное воздымание Алтая в позднем мезозое и кайнозое с сопутствующим формированием педиментов в качестве основы современной геоморфологической структуры [6, 11], не находит подтверждения в материалах крупномасштабной (1 : 50000) геоморфологической съемки. Однако ее событийная составляющая, касающаяся возраста эпох выравнивания, основанная на изучении коррелятных отложений, подтверждается.

2. Выявление при геоморфологической съемке Горного Алтая в пределах единого в неотектоническом отношении блока лестницы из четырех сближенных по высоте поверхностей выравнивания позволяет утверждать, что тектонический режим Горного Алтая был практически стабилен на протяжении позднего мела, палеогена и раннего неогена. Кратковременные сводообразные деформации проявились только в поздне-олигоценое время, в раннем неогене они прекратились, дав возможность сформироваться наиболее молодому денудационному уровню. Блоковые движения позднего не-

огена–квартера создали горный рельеф на месте ступенчатой денудационной равнины, переводя ее в разряд реликта, исчезающего по мере расширения эрозионных врезов.

3. Абс. высоты денудационных уровней водораздельных равнин Алтая совершенно не информативны в отношении их возраста, поскольку являются исключительно результатом неотектонических движений. В случае сохранности в пределах одного блока нескольких денудационных уровней определенную информацию скорее несут высоты уступов между ними, поскольку они позволяют определить, со ступенями какого возраста из лестницы денудационных уровней мы в каждом конкретном случае имеем дело. Если высота уступа между поверхностями выравнивания составляет 120–130 м, то нижняя ступень – ранненеогеновая, а верхняя – палеогеновая; если уступ около 20–30 м, то он разделяет позднемеловую и палеогеновую поверхности выравнивания; а если высота уступа 30–40 м, то верхняя ступень сформировалась на рубеже раннего и позднего мела, а нижняя – в позднем мелу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Обручев В.А. Алтайские этюды (этиюд второй). О тектонике Русского Алтая // *Землеведение*. 1915. № 3. С. 1–71.
2. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.
3. 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.
4. Дубинкин С.Ф. К вопросу о пенеплене Алтая // *Вестн. Зап.-Сиб. геол. управления*. 1940. Вып. 2. С. 36–41.
5. Растворова В.А. Величина денудационного среза Алтая за неотектонический этап // *Геоморфология*. 1973. № 3. С. 93–101.
6. Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. 168 с.
7. Кучай В.К., Тычков С.А. Геодинамика современного горообразования Средней Азии и юга Сибири // *Совр. тектонич. активность Земли и сейсмичность*. М.: Наука, 1987. С. 124–145.
8. Зыкин В.С., Лебедева Н.К., Буслов М.М., Маринов В.А. Открытие морского верхнего мела на Горном Алтае // *Докл. РАН*. 1999. Т. 366. № 5. С. 669–671.
9. Чайко А.В. Морфология и генезис нагорных террас в условиях криозоны. Новосибирск: ИГТ СО АН СССР, 1988. 83 с.
10. Зальцман И.Г. Стратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Кулундинской степи. Красноярск: Красноярск. кн. изд-во, 1968. 151 с.
11. Борисов Б.А., Адаменко О.М., Минина Е.А., Раковец О.А. Геоморфология // *Геологическая карта СССР. М-6 1:1000000 (нов. серия). Лист М – (44), 45 – Усть-Каменогорск. Объясн. зап. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. С. 128–139.*
12. Пенк В. Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1962. 359 с.
13. Новиков И.С., Агатова А.Р., Дельво Д. Новейшая тектоника Курайского хребта (Горный Алтай) // *Геология и геофизика*. 1998. Т. 39. № 7. С. 965–972.
14. Барабошкин Е.Ю., Зыкин В.С., Лебедева Н.К. и др. К вопросу о верхнемеловых отложениях Горного Алтая // *Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии / Мат-лы VI Всерос. совещ. 10–15 сентября 2012 г., Геленджик. Краснодар: Изд-во КубГУ, 2012. С. 39–42.*
15. Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G. et al. Triassic, Jurassic, and Cretaceous time scale // *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations: A Unified Temporal Framework for an Historical Geology. Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists*. 1995. V. 54. P. 96–126.
16. 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 an Historical Geology. Soc. of Economic Paleontologists and Mineralogists*. 1995. V. 54. P. 129–212.
17. Варламов И.П. Геоморфология // *Геологическая карта СССР. М-6 1:1000000 (нов. серия). Лист N-(44), 45 – Новосибирск. Объясн. зап. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. С. 114–118.*

18. *Щигрев А.Ф.* Геоморфология // Гос. геологич. карта российской федерации. М-6 1:1000000. Лист N-45 – Новокузнецк. Объясн. зап. СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2007. С. 175–182.
19. *Лоскутов Ю.И.* Рельеф, коры выветривания и золото Салаира // Пробл. золотоносных кор выветривания Сибири / Тез. докл. I регион. совещ., Красноярск, 20–21 мая 1998. Красноярск: Изд-во КНИИГиМС, 1998. С. 71–74.
20. *Лоскутов Ю.И.* Поверхности выравнивания Салаира, Горной Шории и золотоносные коры выветривания // Геоморфология в России: Научные школы / Мат-лы Иркутского геоморфологич. семинара. Чтения памяти Н.А. Флоренсова, октябрь 2001 г. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. С. 88–90.
21. *Лоскутов Ю.И., Кузнецова Г.Ф., Филатова Н.Р.* Методические рекомендации по составлению геоморфологических и палеогеоморфологических карт средних и крупных масштабов, специализированных на поиски гипергенных полезных ископаемых. Новосибирск: СНИИГ-ГиМС, 1995. 99 с.
22. *Новиков И.С.* Рельеф Анабарской антеклизы в бассейне нижнего течения Большой Куонамки // Геология и геофизика. 1995. № 11. С. 126–131.
23. *Новиков И.С.* Этапы денудации и кайнозойская эволюция рельефа северо-восточной части Анабарской антеклизы (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 1997. № 11. С. 1465–1474.
24. *Новиков И.С.* Геоморфология Анабаро-Уджинского междуречья (северо-восток Сибирской платформы) // Геоморфология. 1999. № 1. С. 75–81.
25. *Новиков И.С.* Геология и геоморфология мезокайнозоя северо-востока Сибирской платформы: свидетельства деградации уровня Мирового океана // Проблемы геологии континентов и океанов (доклады российских ученых – участников 31 МГК). Магадан: Кордис, 2001. С. 23–35.
26. *Ji J.L., Luo P., White P. et al.* Episodic uplift of the Tianshan Mountains since the late Oligocene constrained by magnetostratigraphy of the Jingou River section, in the southern margin of the Junggar Basin, China // Journ. Geophys. Res. Solid Earth. 2008. V. 113. Is. B5. P. 5102–5102.
27. *Новиков И.С., Сокол Э.В., Травин А.В., Новикова С.А.* Пирометаморфические индикаторы кайнозойских орогенных движений: минералогические и геохронологические аспекты на примере зоны перехода от Салаира к Кузбассу // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 6. С. 503–526.
28. *Новиков И.С., Сокол Э.В.* Геохронометрия кайнозойского горообразования в Алтае-Саянской области по пирометаморфическим комплексам: геологическое обоснование // Геоморфология. 2009. № 3. С. 77–93.

Поступила в редакцию 22.11.2013

MORPHOLOGY AND FORMATION HISTORY OF THE ALTAI PENEPLAIN (THE KURAI RIDGE AS AN EXAMPLE)

I.S. NOVIKOV

Summary

In the result of geomorphological survey in the scale of 1: 50 000 performed in the central part of the Altai Mountains it was found that fragments of the Cretaceous-Paleogene peneplain preserved in the form of vast watershed areas in all the mountain ranges of the region, are actually a ladder of planation surfaces of different age raised at different heights during the neotectonic reactivation.

A comparison of the explored area of the Kurai ridge with the tectonically stable Anabar-Udjinskoye interfluvium (North of the Siberian platform), has shown the identity of geomorphological structure of the watershed areas and allowed us to extrapolate the datings obtained for the reference Siberian site on different fragments of the planation surfaces in the Altai. On this basis we conclude that on the watershed of the Kurai ridge within one neotectonic block greatest height occupy fragments of the most ancient Middle Cretaceous peneplain, the Late Cretaceous level is lower by 30–40 m, Paleogene – by 50–70 m, and Early Neogene – by 170–200 m. The good state of preservation of the denudation levels ladder indicates the insignificance of watersheds denudation during Cenozoic. It also contradicts the model of slow dome-like deformation of the Altai in the Cenozoic with the formation of pediments in the periods of movements slowdown.

Keywords: neotectonics, Altai Mountains, surface of planation.

doi:10.15356/0435-4281-2015-3-70-80