

## ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕЖДУРЕЧЬЯ ЧАРЫШ – ИНЯ

Г.Г. Русанов

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», Малоенисейское

Геоморфологические особенности междуречья Чарыш – Иня рассматриваются в пределах номенклатурного листа М-44-ХII. Оно расположено между неотектонически активными положительными морфоструктурами IV порядка – Башчелакским хребтом на востоке и Тигирецко-Коргонским поднятием на юге. Фронтальные части главных морфоструктур имеют северо-западную и субширотную ориентировку, и представляют собой неотектонические взбросы, и взбросо-сдвиги, местами взбросо-надвиги (Адаменко, 1976; Новиков, 2004; Чумаков, 1965), в основном унаследованные по древним структурным швам. Вся территория разбита на неотектонические блоки, выраженные в современном рельефе, образовавшиеся в результате горизонтального сжатия вдоль субмеридиональной оси (Новиков, 2004). В центре территории находится хорошо выраженная в рельефе купольная морфоструктура центрального типа диаметром 12 км, приуроченная к майорскому интрузивному массиву. Она возвышается над окружающей поверхностью на 500–600 м, достигая абсолютной высоты 1676 м.

Здесь выделяются три яруса рельефа. Первый – денудационно-эрозионное низкогорье (35 %) с фрагментами реликтов водораздельной поверхности выравнивания в северной и северо-западной части, которое располагается в пределах так называемой переходной зоны (Барышников, 1992). Второй – денудационно-эрозионное среднегорье (60 %) с криогенными и ледниковыми морфоскульптурами в восточной, центральной и южной части. Третий ярус – денудационное высокогорье (5 %) с абсолютными высотами более 2000 м. Он приурочен к выровненным осевым частям Тигирецкого хребта и отдельных массивов (Еловский Белок, Королевский Белок и др.), осложненным криогенными морфоскульптурами.

В пределах всех ярусов и неотектонических блоков широко развиты различные генетические типы структурного (тектонического), денудационного и аккумулятивного рельефа, рассматриваемые ниже.

**Структурный (тектонический) рельеф** отражает неотектонические и унаследованные нарушения, выраженные протяженными крутыми прямолинейными и дугообразными в плане склонами речных долин, горных хребтов и массивов, разделяющими блоки с различной тектонической активностью. Структурные склоны имеют преимущественно северо-западное и субширотное направления, представляя собой неотектонические взбросы, взбросо-сдвиги и местами взбросо-надвиги. Формирование этих склонов связывается с неотектоническим этапом активизации территории, начавшимся во второй половине позднего олигоцена, но максимальные дифференцированные движения проявились здесь в неоген-четвертичное время (Адаменко, 1976; Новиков, 2004; Чумаков, 1965; Шокальский и др., 1987).

**Конструктивно-денудационный рельеф** представляет собой крутые и средней крутизны (отпрепарированные денудацией и слабо расчлененные) склоны интрузивных тел, их приконтактовых зон и древних вулканических покровов. Они располагаются на высотах от 800 до более 2000 м. Эти отпрепарированные геологические тела образуют четко выраженные в рельефе купольные морфоструктуры центрального типа овальной и изометричной формы размером от 2–4 до 25–30 км, с превышениями над окружающим полем высот от 400 до 1000 м. Формирование этого типа рельефа обусловили сравнительно однородный петрографический состав и более высокая денудационная устойчивость пород, по сравнению с окружающими, а сами купольные морфоструктуры находятся на второй стадии своего развития (Минина, 1974). Субвулканические тела андезитов и риолитов также находят в мезорельефе четкое отражение, выделяясь резкими положительными формами согласно своим пла-

новым очертаниям. Эти склоны и вершинные поверхности повсеместно покрыты практически сплошным сравнительно маломощным чехлом коллювиально-десерпционных, делювиально-солифлюкционных и коллювиально-делювиальных позднеплейстоцен-голоценовых отложений.

Приконтактовое окружение интрузий не имеет существенных отличий в вершинном поле от вмещающих пород вне контактового воздействия. Видно лишь отчетливое планово-морфологическое отличие обусловленное, вероятно, дугообразной отдельностью и трещиноватостью, задаваемой контактовым метаморфизмом (Шокальский и др., 1987). В целом же важнейшей предпосылкой для образования морфоструктур центрального типа является режим тектонических процессов – определенная скорость неотектонических движений, обеспечивающая развитие процессов селективной денудации (Минина, 1974).

Вершинные поверхности наиболее крупных структур представляют собой фрагменты мел-палеогенового пенеплена, в значительной степени переработанного криогенными процессами в плейстоцене. Нижние части структурно-денудационных склонов представляют собой крутые структурно-денудационные уступы. Однако в большинстве случаев нижние части этих склонов, опускающиеся в речные долины, в результате интенсивно проявившихся в четвертичное время эрозии и ледниковой экзарации, сильно расчленены. Возраст этого типа рельефа определяется как палеоген-четвертичный.

**Денудационно-эрозионный рельеф** представлен склонами, занимающими не менее 60 % площади междуречья, и определяющими основной морфологический тип рельефа. Диапазон развития этих склонов изменяется от 400 до 2000 м. Крутизна их варьирует от 5 до 30° и выше. Почти все эти склоны, особенно подветренные, покрыты чехлом полигенетических отложений склонового ряда позднеплейстоцен-голоценового возраста. Глубина эрозионного расчленения составляет 80–350 м в низкогорье и 450–1000 м в среднегорье. Густота эрозионного расчленения 0,5–2 км в первом случае и 0,3–1 км – во втором. Существенные различия поперечных профилей свойственны склонам южной и северной экспозиций. Денудационно-эрозионные водосборы верховьев долин на склонах северной и северо-восточной экспозиций отличаются слабым внутренним расчленением, циркообразной формой, большими площадными размерами, крутой задней стенкой, выраженной приводораздельной бровкой, широким полого наклонным днищем. Все это указывает на значительное преобразование водосборов ледово-фирновыми скоплениями во время оледенений (Бутвиловский, 1993). Возраст этого типа рельефа ограничивается, с одной стороны, возрастом поверхностей выравнивания и структурно-денудационных склонов, а с другой – врезом в него эрозионных и экзарационных склонов, и определяется как неоген-четвертичный.

**Эрозионный рельеф** представлен крутыми (30–70°) и субвертикальными склонами высотой 5–300 м, протяженностью от первых десятков и сотен метров до десятков километров, развитыми в нижней части бортов речных долин, преимущественно крупнее II порядка. У водотоков I, иногда II порядка, они не выражены, но чаще не отражаются в масштабе мельче 1:50000. Особенностью размещения эрозионных склонов в долинах второго-третьего порядков является их приуроченность к бортам южной и западной экспозиций. Это следствие интенсивного осадконакопления на подветренных склонах долин, которое постоянно отжимало водотоки к противоположным бортам, вызывая интенсивную боковую эрозию последних.

В долинах более высоких порядков (Иня, Чарыш, Тулата) экспозиционная закономерность размещения эрозионных склонов не проявляется. Свежие эрозионные подмывы размещены согласно меандрированию рек и долин. Выпуклые к набегавшему потоку дуги долинных и врезанных меандр подмыты эрозией; вогнутые – находящиеся в зоне эрозионной тени – сохраняют террасы (Шокальский и др., 1987). Сужения долин несут следы подмыва на обоих бортах (Иня и др.). Особенно широко эрозионные склоны развиты при пересече-

нии блоков с различной амплитудой неотектонических движений. Микрорельеф их обусловлен трещиноватостью и литологией пород. Эти склоны испещрены рытвинами, нишами отрыва вторичного гравитационного обваливания и осыпания, а у подножия зачастую прикрыты маломощными обвальными-осыпными шлейфами и конусами.

Очевидно, эрозионные склоны особенно интенсивно вырабатывались мощными водотоками в период оформления первой надпойменной террасы, то есть в конце последней ледниковой эпохи (Шокальский и др., 1987). К примеру, плановое положение эрозионных склонов в долине Чарыша позволяет сделать вывод, что водоток занимал практически все днище долины, имел ширину до 2 км, глубину до 10–15 м, а во время весенних паводков не менее 20 м (Бутвиловский, 1993; Шокальский и др., 1987). При этом, часто возникавшие мощные ледяные заторы, могли повышать уровень воды на отдельных участках долины до 40 м (Русанов, 2007). В целом возраст эрозионных склонов принимается как четвертичный, так как они врезаны в более древние структурно-денудационные и денудационно-эрозионные склоны.

**Экзарационный рельеф** в центральной части междуречья в пределах приподнятой и отпрепарированной купольной морфоструктуры Майорского интрузивного массива представлен нивально-ледниковыми карами. Эти кары до 1 км и более в поперечнике с крутыми стенками и наклонными днищами, расположенными на абсолютных высотах более 1200 м. Вниз по склонам кары переходят в короткие четко выраженные трогообразные долины. Наиболее широко этот тип рельефа развит в приподнятой части среднегорья и высокогорья, где в склоны хребтов и массивов северной и северо-восточной экспозиции врезаны многочисленные нивально-ледниковые и ледниковые кары и цирки, а сами структуры прорезаны глубокими корытообразными троговыми долинами. Ширина каров изменяется от 0,3–0,5 до 2 км, а высота стенок достигает 200 и более метров. Во многих карах на Тигирецком хребте в экзарационных котловинах, ограниченных ригелями, находятся каровые озера. В южной, наиболее приподнятой, части площади отмечается ступенчатое расположение ледниковых каров в интервале абсолютных высот 1600–2200 м.

Верховья долин некоторых рек имеют вид широких циркообразных пологосклонных логов, которые, сужаясь вниз по течению, приобретают четко выраженный троговый облик. Глубина экзарационного вреза долин изменяется от первых десятков до 300 м, а ширина плоских днищ, где местами встречаются бараньи лбы, варьирует от 250 м до 1 км. На бортах трогов часто встречаются скопления курчавых скал и эрратических валунов.

На уплощенных водораздельных поверхностях хребтов и массивов иногда встречаются скальные выходы коренных пород, напоминающие по форме бараньи лбы, а также крупные глыбы, перемещенные в стороны от коренных выходов на расстояние до 1 км и более. И хотя другие достоверные следы присутствия ледников на плоских водоразделах не обнаружены, это еще не означает, что их здесь не было. Современные наблюдения в Северной Норвегии показали, что малоподвижные ледники плоских вершин при отступлении оставляют практически ненарушенные подстилающие крупноглыбовые курумы, не создают морен, бараньих лбов и ледниковой штриховки (Gellatly et al., 1988).

**Поверхности денудационного выравнивания**, срезающие древнее складчатое основание, широко развиты в низкогорной части района, где занимают не менее 30% площади, наиболее полно сохраняясь на значительном удалении от главных водотоков. В среднегорье и высокогорье они представлены отдельными фрагментами и в основном уничтожены неоген-четвертичными денудационно-эрозионными процессами, а в пределах границ распространения оледенения в значительной степени преобразованы древними и современными ледниковыми и криогенными процессами. Ширина сохранившихся участков выровненного рельефа изменяется от 0,1–0,5 до 4 км, образуя комплекс древнего пенеппена, включающего водораздельные поверхности и предельно выположенные верхние участки склонов. Углы

наклонов этих поверхностей не превышают 7°. На них повсеместно развита толща элювиально-делювиальных отложений, которые, в свою очередь, в низкогорье перекрыты чехлом золотых лессовидных суглинков. На участках значительного площадного сохранения древний рельеф этих поверхностей представлен увалистой равниной с широкими долинообразными понижениями.

Плавного перехода низкогорных поверхностей выравнивания в среднегорные и высокогорные не наблюдается. Этот переход осуществляется по неотектоническим блокоразделяющим швам и на коротком расстоянии (1–2 км) происходит резкий скачок высоты поверхностей на 400–500 м. Выделение на данной территории нескольких уровней разновозрастных поверхностей выравнивания (Адаменко, 1976), вряд ли возможно. Это бывшая единая пенеппенизированная поверхность, деформированная неотектоническими блоковыми движениями (Новиков, 2004; Раковец, 1968; Шокальский и др., 1987). Формирование пенеппена, начавшееся в меловое время, продолжалось до позднего олигоцена, когда, в результате начавшихся неотектонических движений, территория стала воздыматься (Богачкин, 1981; Новиков, 2004). Поэтому возраст денудационных поверхностей выравнивания определяется как мел-палеогеновый.

Необходимо отметить широкое развитие в низкогорье долинных педиментов, приуроченных к склонам северной и восточной экспозиций. В среднегорье они встречаются значительно реже и не имеют четкой экспозиционной приуроченности, что объясняется более интенсивной эрозией и энергией рельефа, не создающих условий для длительного развития педиplanationи, а также меньшими экспозиционными климатическими различиями, в особенности увлажнения – главного фактора денудации (Шокальский и др., 1987). В рельефе педименты представлены выположенными (2–7ε) придолинными площадками протяженностью от 1 до 5 км, ширина которых в большинстве случаев не выражается в масштабе мельче 1:50000. Возраст этих педиментов одни исследователи определяют как палеоген-неогеновый (Адаменко, 1976; Барышников, 1992), другие – как четвертичный (Шокальский и др., 1987).

**Поверхности ледниковых образований** представлены отдельными фрагментами на западном макросклоне Башцелакского хребта, в коротких трогообразных долинах Майорской купольной морфоструктуры в центре территории, а также в долинах Тулаты и Сентелека. В южной, наиболее приподнятой, части района они развиты практически во всех долинах, располагаясь в интервале высот 700–2000 м. На днищах долин и пологих склонах они представлены бугристо-западинными телами основных морен с крупными валунами и глыбами на поверхности. Выше 1600 м они осложнены криогенными микроформами рельефа, в том числе натечными – солифлюкционными языками и террасками. По периферии их ограничивают фрагменты боковых морен высотой 15–50 м, протяженностью от первых десятков и сотен метров до 1 км. Валы конечных морен сильно размыты и в рельефе практически не выражены. Эти ледниковые поверхности обрываются к первым надпойменным террасам и поймам крутыми уступами высотой до 10 м.

**Пролювиально-делювиальные шлейфы** в низкогорье имеют повсеместное площадное развитие в нижних частях склонов, на днищах логов и долин. В среднегорье условия для их сохранности менее благоприятны. Здесь они имеют фрагментарное развитие и приурочены к подножию склонов. Повсеместно наибольшей мощности они достигают в нижних частях склонов, особенно северной экспозиции, и на днищах долин, где во многих случаях перекрывают аккумулятивные надпойменные террасы, образуя в рельефе, полого наклонные террасоувалы.

**Геоморфологическое строение речных долин** в значительной мере объясняется их положением в пределах одного или нескольких тектонических блоков с разной интенсивностью вертикальных неотектонических движений; полной или частичной приуроченностью

к разрывным нарушениям, разделяющим блоки, и простирианиям геологических структур; их пересечением; временем заложения и длительностью развития долин.

В низкогорье в пределах слабо и умеренноподнятых блоков долины притоков основных рек района – Чарыша, Тулаты, Ини – секут вкрест простириания структуры палеозойского фундамента. Эти долины, заложившиеся, вероятно, в миоцен-плиоценовое время, имеют в верховьях вид широких циркообразных пологосклонных логов, выполненных толщами щебнистых суглинков. В результате длительного развития регрессивной эрозии их характер вниз по течению меняется. Долины сужаются до 50–200 м. Их борта представляют собой эрозионные уступы, а глубина эрозионного расчленения в приустьевых частях долин достигает 80–350 м. Падение рек от 40–80 м/км в верховьях долин уменьшается до 6–4 м/км в среднем и нижнем течении. Здесь их продольный профиль приближается к равновесному, а мощность аллювия – к нормальной, появляются надпойменные террасы, глубинная эрозия сменяется боковой и реки начинают меандрировать. На субширотных участках четко проявляется асимметрия долин II–III порядков. Склоны южной экспозиции крутые и короткие, северной – длинные и пологие. Они накрыты чехлом щебнистых суглинков, образующих на днищах долин мощные террасоувалы, перекрывающие аллювий террас, и отжимающие русла рек к противоположным бортам. Мощность аллювия, выполняющего днища этих долин в пределах развития пойм, изменяется от 2 до 10 м. Максимальных значений она достигает, вероятно, в карстовых западинах, осложняющих продольный профиль коренного плотика на участках развития карстующихся пород, как это наблюдается на смежной площади в бассейне реки Ануй (Государственная геологическая..., 2001).

Учитывая значительную плановую миграцию речных долин III–IV порядков в неоплейстоцене, и наличие переуглубленных тальвегов, следует ожидать развития погребенных долинных россыпей. Эти россыпи должны быть локализованы вдоль бортов северной и северо-восточной экспозиций (Шокальский и др., 1987).

В среднегорье, в пределах интенсивно поднятых блоков, все речные долины, за исключением транзитной долины Чарыша, имеют невыработанный продольный профиль с крутым падением от 40 до 100–120 м/км. Глубина эрозионного расчленения до 500 м и более. Долины узкие V-образные, но чаще троговые корытообразные с эрозионными и экзарационными бортами. Днища их зачехлены мощными толщами грубообломочного материала различного генезиса. Интенсивная глубинная эрозия, преобладающая над боковой, способствует выносу материала и не создает условий для формирования аккумулятивных террас. Все эти факторы крайне неблагоприятны для россыпеобразования в долинах среднегорья даже при наличии богатых коренных источников (Кашменская, 1967).

Заложение долин крупных рек района Ини, Ионыша, Тулаты, Сентелека и некоторых других произошло, вероятно, еще в неогене. Однако наиболее древней является транзитная долина Чарыша, заложение которой произошло в позднем олигоцене (Адаменко, 1976). Эти реки в пределах низкогорья, пересекая блоки с разной интенсивностью поднятий, формируют за пределами границ распространения древнего оледенения длительно развивающиеся эрозионные долины с многочисленными крупными врезанными в коренные породы на глубину 80–200 м меандрами.

На стыке нескольких блоков долины приобретают грабенообразный характер шириной до 3–4 км и протяженностью до 10 км. Такова, например, долина Ини ниже устья Ионыша. В пределах этого участка ее уклон резко выволаживается, река свободно меандрирует по долине и фуркирует, а мощность аллювия, выполняющего днище (без учета террасовых комплексов), может в 10 раз превышать нормальную. Подобные молодые грабенообразные структуры известны в долинах многих рек северной части Горного Алтая (Богачкин, 1981; Ивановский, 1962; Русанов, 2001).

В центральной части площади на междуречье Тулата – Чала и Тулата – Сентелек четко выделяются два глубоко врезуемых широких (до 1 км) сквозных долинообразных понижения протяженностью до 14 км каждое, ограничивающих с севера и юга крупную Майорскую купольную морфоструктуру. Ориентированы они с северо-востока на юго-запад. Днища этих долин выполнены чехлом пролювиально-делювиальных отложений. Погребенный аллювий в них пока не установлен. Подобные долины, ограничивающие купольные морфоструктуры, известны в Юго-Западном Алтае (Минина, 1974). Фрагменты древних долин с погребенным слабо золотоносным аллювием, и также ориентированные на юго-запад, установлены на выровненных водоразделах в бассейне Чарыша на смежной к северу территории (Шамина, Беспалов, 2002; Шокальский и др., 1987).

Исходя из геоморфологических особенностей строения речных долин в низкогорье, наиболее благоприятными факторами для образования россыпей будут следующие: приуроченность долин к блокам умеренных и слабых поднятий, и межблоковым тектоническим нарушениям; приближение продольных профилей долин к равновесным, а мощностей аллювия – к нормальным; наличие террасовых комплексов, в том числе и погребенных под террасоувалами; длительное врезувание долин на этих участках; склоны долин средней крутизны; наличие погребенных долин (Кашменская, 1967).

**Современные экзогенные процессы** развиты широко, а в северной низкогорной части этого междуречья они в значительной мере являются антропогенно обусловленными. Здесь распашка пологих склонов и выровненных водоразделов, уничтожение растительности, неумеренный выпас скота, многочисленные тропы и дороги, особенно в районах населенных пунктов, активизируют эрозию почв, суффозию, способствуют появлению и росту промоин и оврагов, разрушающих склоны, а интенсивность плоскостного смыва в этих условиях возрастает в несколько раз.

Оползни имеют локальный характер, весьма незначительны по площади и приурочены к участкам подмыва крутых берегов рек. Явления оползания вызваны промачиванием лессовидных суглинков. Осыпи и обвалы, как гравитационные, так и сейсмогенные, распространены локально и приурочены к крутым эрозионным бортам долин, структурным склонам и стенкам ледниковых каров, образуя, у их подножий небольшие по объему шлейфы и конусы. Небольшая подрезка склона может вызвать движение осыпи. Сходы мощных селевых грязекаменных потоков наиболее вероятны в логах и верховьях долин среднегорья и высокогорья, имеющих крутое падение, и перегруженных грубообломочным материалом.

В гольцовой зоне среднегорья и в высокогорье широко развиты многолетняя мерзлота и современные криогенные процессы, под действием которых склоны и выровненные поверхности хребтов и массивов покрыты сплошным чехлом глыбовых курумов. В результате интенсивного проявления гравитации, солифлюкции и мерзлотного крипа эти курумы движутся вниз по склонам со скоростью до 3-4 м/год (Чумаков, 1965), образуя характерную мелкобугристо-западинно-ступенчатую поверхность. Здесь же образуются многочисленные нагорные террасы и скальные останцы морозного выветривания. На пологих склонах (3–20°) интенсивно развивается солифлюкция, формирующая мелкие натечные языки и фестончатые терраски. На субгоризонтальных поверхностях повсеместно наблюдается криогенный микрорельеф, представленный трещинно-полигональными грунтами, пятнами-медальонами, каменными кольцами и многоугольниками. На пологих склонах эти многоугольники преобразуются в узкие вытянутые полосы.

Небольшие висячие леднички, существовавшие еще в 60–70 годы прошлого века в карах на северном склоне Тигирецкого хребта, к настоящему времени полностью растаяли. Сейчас здесь сохраняются лишь многолетние снежники, мощность и площадь которых также неуклонно сокращаются.

В карбонатных породах палеозоя на различных гипсометрических уровнях распространены поверхностный и подземный карст. Поверхностный карст представлен мелкими бороздчатыми и лунковыми каррами, карстовыми воронками диаметром от первых метров до 100 м, и глубиной до 5–10 м, провалами, сухими руслами ручьев. У северо-западного подножия г. Балалайка (2054 м) на абсолютной высоте 1800 м находится карстовый колодец размером 5 Ч 3 м с вертикальными стенками. Этот колодец с глубины 8 м заполнен толщей льда неустановленной мощности, сохраняющегося в течение всего года. Подземный карст представлен нишами, гротами и пещерами, размеры которых изменяются от первых метров до десятков метров. На данной площади самой известной является пещера Страшная – археологический памятник палеолита, расположенная в левом борту долины Ини на высоте 45 м над урезом реки.

В речных долинах интенсивно проявляется подмыв берегов и их обрушение. Практически во всех долинах отмечается частичное или полное заболачивание пойм.

**Неотектонические движения** носят дифференцированный характер. Амплитуда вертикальных неотектонических движений в северной низкогорной части района составляет 300–500 м, а в южной – среднегорно-высокогорной – 1000–1500 м. Амплитуда новейших движений за четвертичное время в низкогорье, судя по подвесу тальвегов долин II порядка, превышает 40–50 м; сдвиговое горизонтальное смещение тальвегов этих долин достигает 30–50 м, причем, недавно заложенные водотоки I порядка этих смещений не имеют (Шокальский и др., 1987). Более древние неоген-четвертичные водоразделы смещены здесь по горизонтали до 70 м и взброшены вверх до 100 м.

В вершинном поле неотектонических блоков заметен перекосяк поверхности с наклоном на запад и юго-запад, но в целом четко проявлено ступенчатое повышение абсолютных высот блоков с северо-запада на юго-восток. Современные неотектонические подвижки продолжаются по разломам, что подтверждается их сейсмической активностью. В целом по сейсмичности район оценивался как 6-балльный (Сейсмическое районирование..., 1980). Однако после Чуйского землетрясения 2003 года сейсмичность района должна быть повышена, вероятно, не менее чем до 8 баллов по шкале MSK-64.

**Зависимость рельефообразования от геологического строения**, тектонических и неотектонических процессов проявляется в разной степени, но достаточно четко. Палеовулканические покровы и интрузивные массивы выражены вытянутыми и изометричными хребтами и массивами с превышением над окружающим полем высот до 200–500 м и более. При этом петрографические разновидности пород разной денудационной устойчивости проявляются на уровне микро- и мезорельефа останцами выветривания, уступами нагорных террас, стенками каров, структурно-денудационными склонами. Селективная денудация неоднородных по структуре и литологии толщ также находит свое отражение в микро-и мезорельефе, подчеркивая перегибами склонов, уступами, локальными повышениями и понижениями выходы разных пород, зон дробления и расщепления.

В низкогорье мощные тела известняков четко выделяются сглаженными пологосклонными поверхностями с пониженными вершинными полями, а более устойчивых пород – узкими протяженными возвышенными грядами. На выровненных водоразделах, накрытых суглинками, морфологическая выраженность складчатого основания становится слабой. Дизъюнктивно-пликативные каледонский и герцинский структурные этажи особых отличий в рельефе не имеют. Различия вершинного поля разных блоков задаются неотектоническими движениями, в результате которых оформились структурные склоны.

**История формирования рельефа** в связи с отсутствием на рассматриваемой территории отложений позднепалеозойско-мезозойского и раннекайнозойского возраста, и очень слабой изученности четвертичных образований, может быть восстановлена лишь в самых общих чертах.

В мел-палеогеновое время произошла денудация горных сооружений юры до облика эрозионно-денудационного пенеплена с останцовыми массивами. Господствовал теплый гумидный климат и формировались мощные площадные коры химического выветривания.

Формирование современного рельефа связывается с началом неотектонического этапа активизации в позднем олигоцене, когда в результате резкого усиления восходящих движений район был вовлечен в общее поднятие Алтая (Адаменко, 1976; Богачкин, 1981; Новиков, 2004; Чумаков, 1965). Под влиянием усилившейся денудации началось формирование структурно-денудационных склонов. В начале этого времени произошло и заложение долины Чарыша

В миоцене площадные коры выветривания в значительной степени были снесены, и воздымающийся цокольный пенеплен стал расчленяться денудационно-эрозионными процессами. В это же время, по-видимому, произошло заложение всех основных долин. Уже к концу миоцена северная часть площади представляла собой низкогорную платообразную ступень, состоящую из чередования пологих поднятий и неглубоких прогибов, а южная – среднегорную платообразную ступень пологих поднятий (Богачкин, 1981).

В плиоцене произошло заложение неотектонических разрывных нарушений (Чумаков, 1965), в результате чего территория оказалась разбитой на блоки, и общее поднятие сменилось дифференцированными блоковыми движениями. В позднем плиоцене-эоплейстоцене произошло значительное похолодание климата. В это время неотектоническое воздымание ослабевает. Начинают доминировать денудационные процессы. Идет выполаживание склонов и одновременно аградация и расширение речных долин. Рельеф приобретает облик денудационно-эрозионного низкогорья и среднегорья с останцовыми крутосклонными водораздельными возвышенностями.

Начало неоплейстоцена сопровождается резким усилением неотектонических блоковых движений, которые сопровождались заложением долин I порядка, а также частичной перестройкой гидросети в низкогорье. В это время началось формирование эрозионных склонов. Интенсивность движений неоднократно то усиливалась, то ослабевала. В это же время происходили и неоднократные резкие колебания климата. Похолодания приводили к развитию оледенений, потепления – к их деградации. В максимум оледенения территория Горного Алтая до абсолютной высоты не менее 700 м была покрыта пассивными ледово-фирновыми полями (Атлас..., 1978; Бутвиловский, 1993). На выровненных поверхностях среднегорья и высокогорья развивались ледники плоских вершин, которые при деградации практически не оставляют следов ледниковой экзарации и аккумуляции. Долинные ледники спускались далеко вниз, оканчиваясь на высотах 900–650 м, и интенсивно формируя экзарационный и аккумулятивный ледниковый рельеф. Деградация оледенения приводила к усилению неотектонических движений и сейсмичности территории.

Направленность общего хода неотектонических движений – дифференцированное воздымание блоковых структур относительно друг друга, что свойственно и современной эпохе. Не исключена вероятность того, что в более ранние эпохи неоплейстоцена, общая абсолютная высота гор могла превышать современную (Шокальский и др., 1987).

В настоящее время здесь идет дальнейшее преобразование рельефа – физическое выветривание, эрозия и склоновая денудация, карстовое выщелачивание, оползнеобразование, гравитационное и сейсмогенное осыпание и обваливание, солюфлюкция, мерзлотный крип, делювиальный смыл и др. Экзогенные процессы активизировались в позднем голоцене и в современную эпоху, причем некоторые из них не без активного вмешательства человека.

## Литература

Адаменко О.М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. – Новосибирск: Наука, 1976. – 184 с.



- Атлас Алтайского края.* – М. – Барнаул, ГУГК, 1978, т. I. – 222 с.
- Барышников Г.Я.* Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозое (на примере Горного Алтая). – Томск: Изд-во ТГУ, 1992. – 182 с.
- Богачкин Б.М.* История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. – М.: Наука, 1981. – 132 с.
- Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – 253 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000.* Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-1 (Солонешное). Объяснительная записка / В.А. Кривчиков, П.Ф. Селин, Г.Г. Русанов. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2001. – 183 с.
- Ивановский Л.Н.* К вопросу о развитии гидрографической сети на севере Алтая // Вопросы географии Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 1962, вып. 4. – С. 50–54.
- Каишменская О.В.* Геоморфологический анализ и картирование в прогнозной оценке россыпной золотоносности и направлении поисков россыпных месторождений // Методы геоморфологических исследований. – Новосибирск: Наука, 1967, т. I. – С. 159–166.
- Минина Е.А.* Купольные и кольцевые морфоструктуры интрузивных массивов Юго-Западного Алтая // Геоморфология, - № 4, - 1974. – С. 81–86.
- Новиков И.С.* Морфотектоника Алтая. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004. – 313 с.
- Раковец, О.А.* О роли новейших движений в формировании рельефа Горного Алтая // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1968, т. II. – С. 38–47.
- Русанов Г.Г.* О перестройках гидросети бассейна р. Песчаной в Горном Алтае // Вопросы географии Сибири. – Томск: Изд-во ТГУ, 2001, вып. 24. – С. 28–34.
- Русанов Г.Г.* Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. – Бийск: БПГУ, 2007. – 164 с.
- Сейсмическое районирование территории СССР.* Методические основы и региональное описание карты 1978 г. – М.: Наука, 1980. – 307 с.
- Чумаков И.С.* Кайнозой Рудного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 222 с.
- Шамина О.Н., Беспалов И.И.* Древняя гидросеть на поверхности выравнивания в бассейне среднего течения р. Чарыш // Алтай: экология и природопользование. Труды I российско-монгольской научной конференции молодых ученых и студентов. – Бийск: НИЦ БПГУ, 2002. – С. 130–133.
- Шокальский С.П., Кузнецов С.А., Бутвиловский В.В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые среднего течения р. Чарыша // Отчет Едиганской партии о результатах групповой геологической съемки масштаба 1:50000, проведенной в 1982–1987 гг. в северо-западной части Горного Алтая. Листы М-44-23-В, Г; М-44-35-Б; М-44-36-А, Б. – Новокузнецк, 1987.
- Gellatly A.F., Gordon J.E., Whalley W.B., Hanson J.D.* Thermal regime and geomorphology of plateau ice caps in northern Norway observations and implications // *Geology*, 1988, v. 16, № 11. – P. 983–986.