

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 551.248.2+551.435(571.17)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, РЕЛЬЕФ И НЕОТЕКТОНИКА  
ЧУЛЫШМАНСКОГО НАГОРЬЯ (*Горный Алтай*)

И.С. Новиков<sup>1</sup>, Е.М. Высоцкий<sup>1</sup>, С.А. Каргаполов<sup>1,2</sup>

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

<sup>2</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

Чулышманское нагорье — это крупное горное сооружение, расположенное на границе горных систем Алтая и Западного Саяна. Оно преимущественно сложено метаморфическими породами зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, а также несколькими крупными массивами гранитоидов. Нагорье вытянуто в северо-западном направлении на 150 км при ширине до 50 км. Основные водоразделы имеют уплощенную форму и приближаются к высоте 3000 м с редкими и незначительными ее превышениями. Юго-западную и северо-восточную границы нагорья образуют новейшие правые сдвиги, северо-западную и юго-восточную — взбросы. Неотектонические структуры меньшего порядка делят нагорье на четыре сходных по морфологии и размерам горных массива, а сами массивы — на высотные ярусы, при этом новейшие разломы субширотного простирания являются взбросами, а субмеридионального — сбросами. Горизонтальные смещения по правым сдвигам превышают 2000 м, вертикальные смещения по взбросам и сбросам лежат в диапазоне 150—500 м. Современного оледенения нагорье лишено. В плейстоцене верхний ярус рельефа занимали ледники покровного типа, оставившие в рельефе многочисленные следы ледниковой экзарации, средний ярус представлял зону транзита для выводных языков покровных ледников, в нем моренные отложения покрывают днища и склоны долин. Нижний ярус рельефа в плейстоцене являлся областью моренной аккумуляции. В голоценовое время неотектоническая активность территории проявлялась многочисленными землетрясениями, оставившими следы в виде обвалов в основании 20 %-й протяженности бортов ледниковых долин и сейсмогенных рвов протяженностью от 80 до 2300 м. В ходе проведения работ выявлена неизвестная ранее плейстоценовая зона (50°37'10" с.ш., 88°51'08" в.д.) недавнего (ориентировочно 200—300 лет) катастрофического землетрясения.

*Геоморфологическая съемка, генетически однородные поверхности, сейсмогеология, метаморфические породы, Горный Алтай.*

GEOLOGIC STRUCTURE, RELIEF, AND NEOTECTONICS OF THE CHULYSHMAN UPLAND  
(*Gorny Altai*)

I.S. Novikov, E.M. Vysotskii, and S.A. Kargaplov

The Chulyshman Upland is a big mountain structure at the boundary between the Altai and West Sayan mountain ranges. It is composed mostly of metamorphic rocks of the greenschist, epidote–amphibolite, and amphibolite facies as well as several large granitoid massifs. The upland stretches for 150 km to the northwest and is  $\leq 50$  km in width. The main divides are flattened and are almost 3000 m (or, seldom, slightly more) in height. The southwestern and northeastern boundaries of the upland are formed by recent dextral strike-slip faults, and the northwestern and southeastern boundaries, by reverse faults. Neotectonic structures of lower rank divide the uplift into four mountain massifs similar in morphology and size; the mountain masses, in turn, are divided into altitude stages. Recent E–W trending faults are reverse, whereas N–S trending faults are normal. Horizontal displacements along the dextral strike-slip faults are  $>2000$  m, while vertical displacements along the reverse and normal faults are within 150–500 m. There is no contemporary glaciation on the upland. In the Pleistocene, the upper stage of the relief was occupied by ice sheets, which left numerous traces of exaration. The middle stage was a transit zone for the outlet tongues of ice sheets; here, moraine deposits cover the bottoms and slopes of valleys. The lower stage was a zone of moraine accumulation in the Pleistocene. In the Holocene, neotectonic activity in the area was expressed as numerous earthquakes, which have left traces in the form of rock slides at the base of 20% of the extension of the sides of glacial valleys and seismogenic trenches 80 to 2300 m in length. Studies have revealed a pleistocene zone (50°37'10" N; 88°51'08" E) from a recent (about 200–300 years ago) catastrophic earthquake.

*Geomorphological survey, genetically homogeneous surfaces, seismic geology, metamorphic rocks, Gorny Altai*

## ВВЕДЕНИЕ

Чулышманское нагорье расположено в северо-восточной части Горного Алтая между Шапшальским хребтом Западного Саяна и Улаганским плоскогорьем Горного Алтая. Нагорье имеет в плане форму сильно вытянутого ромба и протягивается в северо-западном направлении между Джулукульской и Телецкой впадинами. Его длина составляет около 150 км, ширина от 30 до 50 км, площадь около 4490 км<sup>2</sup>. Вершинная поверхность уплощенная, расчленена широкими, но неглубокими формами ледникового выпахивания, имеет абсолютные высоты, изменяющиеся в относительно небольшом диапазоне (2200—2500 м на севере и 2700—3100 в центральной и южной частях). Юго-западную границу нагорья образует долина р. Чулышман и продолжающая ее на юго-востоке долина р. Каракем. Верховья Чулышмана, а также его правые притоки Шавла и Чульча пересекают Чулышманское нагорье поперек и делят его на четыре сходных по размерам и морфологии рельефа ромбовидных в плане горных массива, имеющих трехъярусное строение. Чулышманское нагорье не является региональным водоразделом и практически полностью принадлежит к бассейну Чулышмана. Северо-восточную границу нагорья образуют Телецкая, Сайгоньшская и Джулукульская впадины и соединяющие их тектоногенные долинообразные понижения, использованные на отдельных участках реками Сайгоньш, Якан-Сору и Артыш, принадлежащих к бассейнам правых притоков Чулышмана (рис. 1). Большинство долин территории, включая долину Чулышмана, имеют облик трогов, в днища которых врезаются современные водотоки. В верхнем ярусе рельефа распространены многочисленные мелководные озера во впадинах экзарационного происхождения, моренно-подпрудные озера редки и встречаются преимущественно в среднем ярусе рельефа.

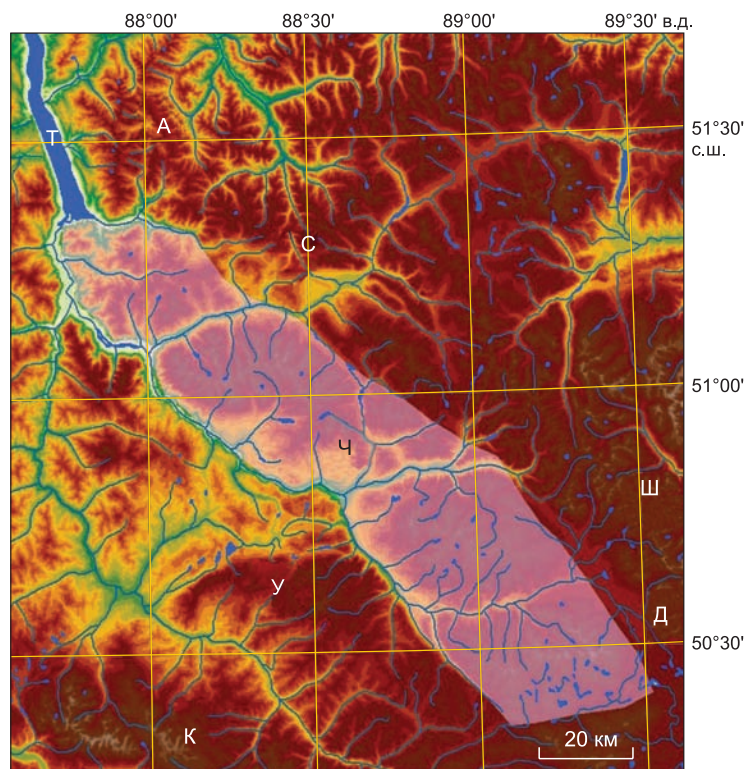
Чулышманское нагорье представляет собой наименее изученную территорию Горного Алтая. На территории нагорья отсутствуют населенные пункты и дороги для движения автотранспорта. Наземная транспортировка грузов возможна только вьючным способом по редкой сети троп. Небольшие населенные пункты в долине Чулышмана (Балыкча, Кокпаш, Язула) были связаны улучшенными грунтовыми дорогами с Усть-Улаганом в последние 15 лет, а до этого не имели устойчивого автомобильного сообщения. Чулышман и его основные притоки изобилуют порогами и водопадами и не везде пригодны даже для спортивного сплава. В 2013—2015 гг. мы проводили здесь полевые геолого-геоморфологические исследования, позволившие детализировать имеющиеся представления о геологическом строении, морфологии и истории развития рельефа, а также неотектонике. Целью данной статьи является введение в научный обиход новых данных об этом интересном и малоизученном районе.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ, ТОПОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ

Первые топографические карты Чулышманского нагорья были составлены стереофотограмметрическим способом силами военно-топографической службы в конце 1940-х годов. До этого на его территорию существовали лишь схематичные дореволюционные карты м-ба 10 верст в дюйме, что соответствует примерно 1:420 000. Повторная топографическая съемка была проведена здесь Главным управлением геодезии и картографии при Совете министров СССР в 1960 г. По ее материалам были составлены топографические карты полного масштабного ряда (1:25 000—1:1 000 000), и с тех пор топографические карты крупного и среднего масштабов на этой территории не обновлялись. В последние годы на территорию Чулышманского нагорья в свободном доступе появились геопривязанные космоснимки высокого разрешения, однако ошибка привязки достигает у них 150 м. Топонимика рассматриваемой территории окончательно не устоялась: она обозначена чаще как Чулышманское нагорье (на картах 1:2 500 000, 1:200 000 и 1:100 000) или как Чулышманское плоскогорье на картах 1:500 000, на более старых картах встречается название Чулышманский хребет. Мы используем в своей работе топоним «Чулышманское нагорье» как более полно соответствующий по смыслу геоморфологическому строению данной территории, состоящей из четырех обособленных горных массивов.

В XIX и начале XX в. Чулышманское нагорье посещали многие исследователи, начиная с П.А. Чихачева [О сочинении..., 1845], оставившие разрозненные путевые заметки о рельефе территории, представляющие в наше время исключительно исторический интерес. Первым серьезным геолого-геоморфологическим исследованием нагорья является объемный очерк Л.И. Семихатовой, подробно описавшей свой продолжительный конный кольцевой маршрут от Телецкого озера до Джулукульской котловины и обратно [Семихатова, 1934], полностью сохранивший свое научное значение до настоящего времени. Дальнейшее изучение территории проводилось М.С. Калецкой, которая впервые выделила три основных высотных яруса рельефа территории и отметила наличие в долине Чулышмана стенок отрыва огромных обвалов сейсмогенного происхождения [Калецкая, 1938, 1948].

Геологическая съемка м-ба 1:200 000 проходила на рассматриваемой территории в 1950-е годы. Составленные карты с объяснительными записками были опубликованы в начале 1960-х годов [Дергу-



**Рис. 1. Схема расположения Чулышманского нагорья в орографической структуре Северо-Восточного Алтая.**

Хребты: А — Абаканский, Ш — Шапшальский, К — Курайский; нагорье: Ч — Чулышманское; плоскогорье: У — Улаганское; межгорные впадины: Т — Телецкая, Д — Джулукульская, С — Сайгоньшская.



**Рис. 2. Полосчатый мигматит чулышманского комплекса.**

М — меланосома, в которой преобладают кордиерит, биотит, силлиманит/андалузит; L — лейкосома «гранитного» состава: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат.



нов и др., 1961; Колесников и др., 1963]. С тех пор поисково-съёмочные геологические работы не проводились. В объяснительных записках к листам геологических карт приведены геоморфологические схемы в м-бе около 1:333 000. Кроме того, в 1980 г. на территорию листа М-45 был составлен комплект геологических карт м-ба 1:1 000 000, в который входила геоморфологическая карта в основном масштабе. Она наиболее достоверно отражает геоморфологическое строение и неотектонику рассматриваемой территории, нежели все предшествующие материалы [Адаменко и др., 1978; Борисов и др., 1980], но в силу ограничений, накладываемых масштабом, очень схематична. Геологическая карта м-ба 1 000 000 третьего поколения сопровождается лишь геоморфологической схемой м-ба 1:2 500 000 [Государственная..., 2011]. В пределах изучаемого района геолого-съёмочные работы проводились однократно, в 1950-е годы. Было установлено, что практически все Чулышманское нагорье сложено породами, сформированными в ходе регионального метаморфизма — метапелитовыми сланцами и прорывающими их интрузивными гранитоидного состава. Геологи, проводившие съёмку, формально соотнесли откартированную ими метаморфическую толщину к теректинской свите позднего протерозоя, что, конечно, неверно во всех отношениях. В ходе съёмочных работ они обнаружили молассы межгорных впадин древних горных сооружений. Красноцветные континентальные молассы с углистыми прослоями были установлены в Сайгоньшской впадине в зоне Шапшальского разлома, ограничивающего с северо-востока Чулышманское нагорье, который представляет собой долгоживущий разлом, разделяющий структуры Горного Алтая и Западного Саяна, участвовавший в каждой тектонической активизации континентального этапа, в том числе и новейшей. Молассовые отложения были сходными по литологии и содержали достаточно много ископаемой флоры, позволившей разделить их на две возрастные группы — позднекарбоновую и юрскую. Позднекарбоновая моласса залегает в узких тектонических клиньях и не имеет стратиграфических границ, а юрские молассовые отложения залегают на размытой поверхности метаморфических и интрузивных пород [Колесников и др., 1963]. Таким образом, если судить по структурно-геологическим данным, рассматриваемая территория пережила на континентальном этапе минимум три эпохи тектонической активизации и горообразования: позднекарбоновую, юрскую и плиоцен-плейстоценовую и в этом плане ничем не отличается от остальной территории Горного Алтая [Новиков, 2002], да и всей Центральной Азии [Новиков, 2013].

В 2000-х годах на рассматриваемой территории проводились исследования термальной истории горных пород с помощью трекового анализа апатитов [De Grave et al., 2008]. В результате были выявлены два периода быстрого остывания горных пород (юрско-раннемеловой и позднеэоцен-четвертичный), которые авторы связывают с возникновением горных сооружений и их интенсивной денудацией, разделённые периодом тектонического покоя и пенепленизации в позднеэоцен-раннеэоценовое время. С выводами авторов о юрско-меловой эпохе орогенеза и позднеэоцен-раннеэоценовой эпохе тектонического покоя, в ходе которой юрско-раннемеловые горы были уничтожены денудацией с формированием региональной поверхности выравнивания (пенеплена), можно в общих чертах согласиться. Однако быстрое остывание в позднеэоцен-четвертичное время за счёт масштабной площадной денудации территории представляется совершенно невероятным, поскольку на водоразделах хребтов сохранились обширные участки региональной поверхности выравнивания более древнего возраста, а в предгорных и межгорных впадинах Алтая отсутствуют коррелятные отложения достаточной мощности. Мы склонны, вслед за другими авторами [Ketcham et al., 2000], рассматривать изменение наклона графика остывания в новейшее время как артефакт, появляющийся в результате граничной аберрации и являющийся недостатком метода, тем более, что он спорадически проявляется в самых разных геодинамических обстановках, в том числе и в пределах платформенных щитов, где многокилометровой денудации за новейшее время определено не было.

Все вышеизложенное свидетельствует о крайне невысоком уровне изученности данной территории и дискуссионности многих вопросов ее геологической истории, в том числе и недавней. С целью детализации представлений о геолого-геоморфологическом строении Чулышманского нагорья нами в 2013—2015 гг. по результатам маршрутных наблюдений и дешифрирования материалов аэрокосмосъёмки высокого разрешения была составлена геоморфологическая карта м-ба 1:50 000 на представительный участок нагорья (609 из 4492 км<sup>2</sup> или около 14 % территории), описывающая все элементарные поверхности рельефа данной территории и позволяющая в полной мере оценить их морфометрические характеристики, парагенетические связи, распространённость в пределах каждого яруса рельефа. Кроме того, проведенные исследования позволили детализировать неотектоническую структуру территории и выявить неизвестную ранее плейстоценовую область недавнего катастрофического землетрясения. В ходе маршрутных исследований был проведен также комплекс геологических наблюдений и отобраны образцы для петрологического изучения и изотопного датирования. После обработки этих материалов результаты будут опубликованы в отдельной статье, а геоморфологические материалы уже обработаны и их краткое изложение составляет основу данной публикации.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Литературные и фондовые источники, касающиеся геологии рассматриваемого района, освещают его как поле метаморфических пород, пронизанных гранитоидными интрузиями, в понижениях перекрытое маломощным чехлом четвертичных моренных отложений, с сохранившимися фрагментами континентальных моласс позднего палеозоя и мезозоя [Дергунов и др., 1961; Колесников и др., 1963; Государственная..., 2011]. В геологическом строении изучаемой территории отчетливо выделяются четыре структурных этажа, разделенных значительными стратиграфическими перерывами. Первый этаж представлен метаморфическими породами, второй и третий — континентальными молассами карбонового и юрского возрастов, а четвертый — четвертичными моренами, залегающими на метаморфических образованиях и молассах с резким угловым несогласием и стратиграфическим перерывом, охватывающим, как минимум, мел и начало кайнозоя.

На геологической карте третьего поколения м-ба 1: 1 000 000 в пределах рассматриваемой территории выделены чульчинский (андалузит-силлиманитовая серия амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций), чульшманский (эпидот-актинолитовые метабазиты, метапелиты зеленосланцевой фации) и могоен-буренский (андалузит-силлиманитовая серия) метаморфические комплексы. Метаморфические толщи прорывают интрузивные массивы среднего палеозоя и позднего палеозоя—раннего мезозоя [Государственная..., 2011]. Поскольку с середины 1950-х годов специальных геологических исследований в данном районе не проводилось, можно предполагать, что основанием при выделении метаморфических комплексов послужили материалы среднемасштабной геологической съемки [Дергунов и др., 1961; Колесников и др., 1963], поэтому к выделению перечисленных комплексов следует относиться с понятной осторожностью. Это делает актуальным проведение петрологического изучения метаморфических комплексов территории, первые результаты которого приводятся ниже.

**Осадочные породы.** В пределах изученной части Чульшманского нагорья осадочные породы представлены исключительно плейстоценовыми нелигифицированными образованиями. Они отделены от подстилающих отложений крупным стратиграфическим перерывом, за время которого комплекс процессов денудации в течение длительного периода тектонического покоя (поздний мел—палеоген—ранний неоген) выработал региональную поверхность выравнивания путем значительного денудационного среза, полностью уничтожившего юрские и раннемеловые горные сооружения территории и в силу этого достигающего, вероятно, 2—3 км, а, возможно, и до 4—5 км. Именно этот период остывания пород, связанный с площадной денудацией, и фиксируется трековым методом [De Grave et al., 2008]. В четвертичное время Чульшманское нагорье неоднократно испытывало покровное оледенение и локально подвергалось ледниковой денудации, масштабы которой ограничиваются размерами ледниковых долин. В силу этого четвертичные осадочные породы представлены преимущественно моренными валунными суглинками. В верхнем ярусе рельефа они образуют тонкий прерывистый покров на днищах долин мощностью 0.5—1.0 м, в среднем ярусе их распространенность возрастает, достигая максимума в нижнем ярусе, где они распространены широко, а их мощность, определяемая по обнажениям в бортах мелких эрозионных долин, прорезающих моренный чехол до метаморфических пород основания, составляет до 50—60 м [Колесников и др., 1963].

**Метаморфические породы.** В непосредственно изученной нами части могоен-буренского комплекса (район к северо-востоку и востоку от кордона Язула) преобладают метаморфические породы и в подчиненном объеме интрузивные образования, среди которых основную роль играют гранитоиды, что подтверждает правильность изображения общей геологической ситуации территории на мелкомасштабной геологической карте последнего поколения [Геологическая..., 2011]. Установить возраст метаморфизма на сегодняшний день проблематично, для его определения требуются дополнительные исследования. К северо-востоку от рассматриваемой территории сохранились фрагменты межгорных впадин карбонового возраста. Наличие среди обломков карбоновых моласс единичных валунов метаморфических пород [Колесников и др., 1963] позволяет оценить возраст метаморфизма как допозднепалеозойский, а время начала его вскрытия эрозией как средний—поздний карбон. В триасовое время горные сооружения карбонового возраста были разрушены, и юрская моласса, содержащая в изобилии гальки метаморфических пород, формировалась уже на поверхности выравнивания триасового возраста, выработанной в метаморфических породах.

Метаморфические породы в изученной части разреза комплекса однородны по составу протолита и представлены метапелитами (рис. 2). Минеральный состав варьирует незначительно. Предельная ассоциация содержит  $Qz + Pl + Kfs + Bt + Sil/And + Crd + Spl + Opq$  (символы минералов, по [Whitney, Evans, 2010]). В относительно низкоглиноземистых разностях пород —  $Qz + Pl + Bt \pm Kfs \pm And$  (по 72 шлифам). Таким образом, по уровню метаморфизма изученная часть разреза представляется достаточно однородной и отвечает высокоградиентному режиму высоких температур ( $Sil + Kfs$ ) и пониженных давлений (присутствие  $And$ ).

В текстурном плане метаморфические породы представлены, с одной стороны, сланцами и гнейсами со слабовыраженной полосчатостью (слабо дифференцированы), а с другой, — мигматитами, с отчетливой метаморфогенной полосчатостью (лейкосомой и меланосомой). В последних можно предполагать анатектическое происхождение лейкосомы. На возможность частичного плавления метапелитов указывает не только минералогически «гранитный» состав лейкосомы, но и ассоциация силлиманита с калиевым полевым шпатом, характерная и для температур выше гранитного минимума.

Обилие разномасштабных разрывных нарушений отражается в появлении катаклазитов и милолитов, которые развиваются по метаморфическим и магматическим образованиям и сопровождаются диафторезом.

Таким образом, рассматриваемый метаморфический комплекс является достаточно «однородным» по составу и, следовательно, относительно «гомогенным» по степени устойчивости пород к воздействию денудации и ледниковой эрозии. В условиях такой «гомогенности» и отсутствия региональной геологической анизотропии (которая может выражаться, например, в пестром составе разреза: интрузивы, осадочные породы и т.п.) пассивное влияние геологического субстрата на формирование рельефа практически не проявляется, и геоморфологические особенности рельефа определяются преимущественно блоковыми неотектоническими движениями с формированием межблоковых тектоногенных уступов в сочетании с процессами ледниковой экзарации и аккумуляции, а также водной эрозии в крайне ограниченных масштабах.

### НЕОТЕКТОНИКА

Первые же маршрутные исследования начала XX в. выявили связь формирования горного рельефа Алтая с тектоническими деформациями кайнозойского возраста. Поскольку геоморфологическая теория того времени предполагала два основных варианта неотектонической активизации, а исходных данных явно не хватало, мнения исследователей разделились. Модели блокового характера неотектонической активизации придерживался В.А. Обручев [1915] — активный сторонник концепции В.М. Девиса, а сводовую концепцию сформулировал И.Г. Гране [Granö, 1917] — сторонник воззрений В. Пенка, известного антагониста В.М. Девиса. Дискуссия между сторонниками первой [Девяткин, 1965; Богачкин, 1980] и второй [Ерофеев, 1969; Борисов и др., 1981] точек зрения продолжалась до 1980-х годов, но уже в 1970-е годы было показано, что спор о преобладающем характере вертикальных движений территории лишен смысла, поскольку имеет в своей основе представления о развитии в регионе исключительно вертикальных перемещений, а они здесь являются вторичными по отношению к горизонтальным деформациям сдвигового характера, развивающимся на фоне регионального сжатия [Дергунов, 1972; Molnar, Tarponier, 1975]. В дальнейшем последняя точка зрения была детализирована, а также установлено, что помимо позднего кайнозоя тектоническая активизация происходила и в мезозое. Линии основных мезозойских и кайнозойских разломов часто совпадают, поскольку определяются структурными неоднородностями палеозойского основания, но деформации мезозойского времени имели левосдвиговый характер [Буслов, Казанский, 1996; Владимиров и др., 1996] в отличие от правосдвиговых нарушений, определяющих структурный рисунок разрывных нарушений кайнозоя [Новиков, 2001; Новиков и др., 2014].

Основные закономерности неотектонической структуры Восточного Алтая были впервые выявлены А.Б. Дергуновым [1967, 1972]. Именно он отметил, что разломы северо-западного простирания являются на Горном Алтае самыми распространенными среди неотектонических нарушений. В современной структуре эти разломы обычно служат границами геоморфологических элементов первого порядка (хребтов, плоскогорий, нагорий). Как правило, разломы северо-западного простирания образуют прямолинейные зоны, протягивающиеся на сотни километров. При этом отдельные образующие разлом разрывы располагаются параллельно, кулисообразно надставляя друг друга, и сложены полосами дробленых, рассланцованных или метаморфизованных пород [Дергунов, 1972]. Чаще всего плоскости этих разломов падают очень круто или вертикально, а движения по ним имеют характер сдвигов или взбросов. На большую роль горизонтальных составляющих движений по разломам северо-западного простирания указывает, прежде всего, их устойчивая прямолинейность. Пространственное сочетание субмеридиональных раздвигов и субширотных взбросов [Девяткин, 1960] со сдвигами северо-западного простирания показывает, что дизъюнктивные структуры этих трех типов находятся в тесной парагенетической связи и представляют собой единый структурный ансамбль [Новиков, 2001]. На территории Восточного Алтая четвертичные сдвиги, надвиги и раздвиги соответственно северо-западного, широтного и меридионального простирания образуют единую систему разломов (рис. 3), которая могла формироваться только при устойчивом сжимающем напряжении в меридиональном направлении.

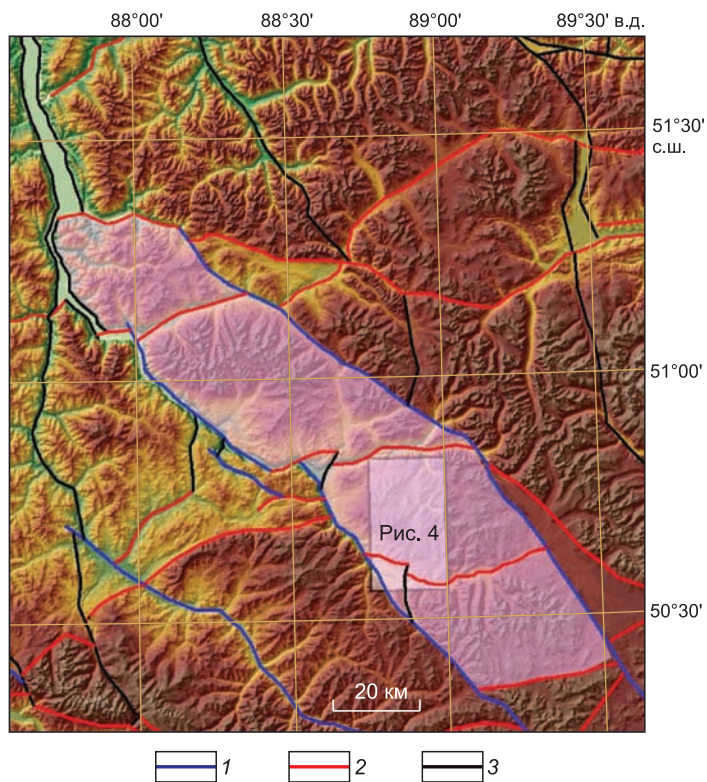
Две субпараллельные протяженные правосдвиговые зоны ограничивают Чулышманское нагорье с юго-запада и северо-востока, а оперяющие зоны растяжения разбивают нагорье на ромбовидные в



### Рис. 3. Неотектоническая схема района Чулышманского нагорья.

Главные блокораздельные неотектонические структуры (кинематические характеристики являются предполагаемыми): 1 — правые сдвиги, 2 — взбросы и надвиги, 3 — сбросы и раздвиги.

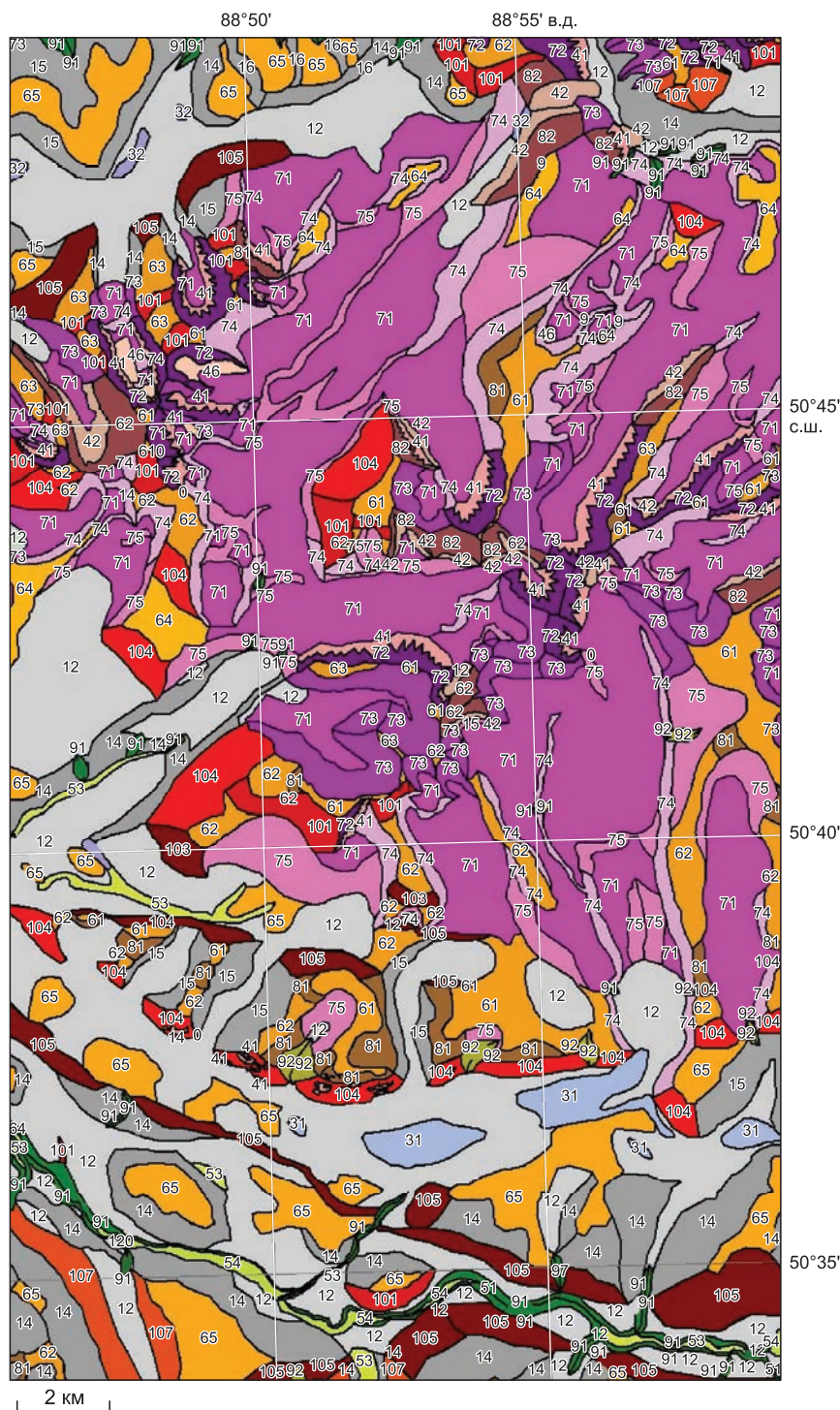
плане горные массивы, и сами эти массивы на ступени. Вертикальные смещения по разломам легко определяются по разнице в высотном положении смещенных по ним фрагментов доорогенного выровненного рельефа (мел-палеогеновой поверхности выравнивания) [Девяткин, 1965]. Субширотные разломы представлены исключительно взбросами с вертикальными амплитудами смещений порядка 150—200 м, редко до 300—450 м. Субмеридиональные сбросы обычно имеют амплитуды смещения 300—400 м. Вертикальные амплитуды смещения по магистральным правым сдвигам редко превышают 50—100 м. Горизонтальные смещения по ним сложно оценить из-за отсутствия надежных реперов и предшествующих левосторонних смещений по ним в мезозое. Однако судя по тому, что у части оперяющих их субширотных взбросов по коленообразным изгибам гидросети фиксируется правосдвиговая компонента с амплитудой 1000—1500 м [Новиков, 2004], амплитуды горизонтального смещения по правым сдвигам северо-западного простирания превышают эту величину. В качестве верхнего предела оценки смещения по зонам правых сдвигов Алтая за период неотектонической активизации следует рассматривать величину 25 км, установленную комплексом методов для разлома этого типа на границе Алтая и Джунгарской впадины [Klinger et al., 2011]. Учитывая тот факт, что источником деформаций в регионе является горизонтальное давление с юга и прослеживается отчетливая тенденция снижения интенсивности неотектонических движений с юга на север [Новиков и др., 2014], амплитуды смещений по магистральным правым сдвигам в пределах северо-восточной части Алтая, скорее всего, не превышают 2500 м.



### ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Метод геоморфологической съемки на основе выделения генетически однородных поверхностей (элементарных граней рельефа) был разработан в СССР в 1950-е годы [Новиков, 2003]. Он приобрел второе дыхание в 2000-е годы с развитием геоинформационных технологий. В настоящее время при крупномасштабных исследованиях это наиболее надежный метод выявления деталей геоморфологического строения, позволяющий на базе картографической модели реконструировать как пространственно-временные закономерности эволюции экзогенных геоморфологических процессов, так и характер неотектонических деформаций. В ходе геоморфологической съемки в м-бе 1:50 000 нами были выявлены все разновидности генетически однородных поверхностей Чулышманского нагорья и построена геоморфологическая карта на представительный полигон, захватывающий значительные территории всех трех ярусов рельефа. Это позволяет распространять полученные количественные характеристики геоморфологического строения на всю территорию нагорья (рис. 4, таблица).

Горные массивы, образующие Чулышманское нагорье, имеют сходные размеры, форму в плане и геоморфологическое строение. Наиболее яркой чертой геоморфологического строения является наличие трех четко выраженных высотных ярусов, разделенных протяженными уступами. Первой на эту особенность указала М.С. Калецкая [1938, 1948], которая связывала ярусное строение территории с образованием педиментов на фоне сводообразования. Эта точка зрения имеет своих сторонников до настоящего времени [Государственная..., 2011], однако детальные геолого-геоморфологические исследования ее не подтверждают. Тектоногенная природа разделяющих разные ярусы рельефа уступов однозначно выявляется по наличию зон тектонических брекчий вдоль их подножий, их прямолинейности и большим уклонам, смещению по ним геоморфологических и геологических объектов, в законо-



**Рис. 4. Геоморфологическая карта территории детальных исследований в пределах Чулышманского нагорья.**

Характеристики элементарных поверхностей рельефа см. в таблице. Цифры на карте соответствуют идентификатору в таблице.

мерном положении их в морфотектонической структуре с образованием характерного сдвигового структурного рисунка и т. п.

Выделяются три высотных яруса, в каждом из которых сохранились фрагменты субгоризонтальной денудационной равнины (поверхности выравнивания) мел-палеогенового возраста. Верхний ярус рельефа занимает центральные части горных массивов, образующих Чулышманское нагорье. В плане он образует изометричные поля до 20 км в поперечнике. Средний ярус рельефа обрамляет верхний ярус



**Элементарные поверхности рельефа Чулышманского нагорья**

Идентификатор	Индекс	Описание	Уклон, град	Микрорельеф	Грунт	Почва
<b>АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ</b>						
<i>Поверхности, сложенные четвертичными породами</i>						
Ледниковые						
12	gl <sub>2</sub>	Стадиальные и донные морены последнего оледенения	0–15	Сглаженные валы	Валуны, суглинки	Есть
14	gl <sub>2</sub> +slg <sub>2</sub>	Морены последнего оледенения на склоне долины	15–25	Отдельные рытвины	»	»
15	gl <sub>2</sub> +slr	Морены на выпаханном склоне	15–25	Отдельные выступы и рытвины	Валуны	»
16	gl <sub>2</sub> +slt	Морены на тектоногенном уступе	15–25	»	»	»
Озерные						
31	img	Озерно-ледниковые равнины	1–3	Нет	Галька	Есть, часто заболочены
32	lm	Озерные равнины	0–3	»	»	»
Гравитационные и водно-гравитационные						
41	kl <sub>1</sub>	Осыпные конусы и шлейфы	25–30	Нет	Глыбы и щебень (очень подвижны)	Нет
42	kl <sub>2</sub>	Обвальные тела	7–30	Бугры и западины	Глыбы и щебень	Есть
46	gls	Каменные глетчеры	4–15	Валы и бугры	Глыбы, щебень (подвижны)	Нет
Водные						
51	pl	Проловиальные шлейфы и конусы	2–5	Рытвины	Валуны, галька	Есть
53	al <sub>1</sub>	Аллювиальные поймы и первая терраса	0.5–1.5	Мелкие рытвины	»	Нет
54	al <sub>2</sub>	Аллювиальные поймы, первая и вторая терраса	0.5–2	»	»	Есть
<b>ДЕНУДАЦИОННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ</b>						
Комплексной денудации						
61	sp <sub>1</sub>	Вершинная поверхность выравнивания	0–7	Скальные выступы	Скальники, глыбы, щебень	Нет
62	sp <sub>2</sub>	Фрагменты поверхности выравнивания на склонах	5–10	»	»	Местами есть
63	spt	Наклонные фрагменты поверхности выравнивания	3–5	»	»	»
64	sp <sub>2</sub> +rb	Фрагменты поверхности выравнивания, обработанные ледником	5–18	Сглаженные выступы и ложбины	»	»
65	sp <sub>2</sub> +gl <sub>2</sub>	Фрагменты поверхности выравнивания с прерывистым моренным чехлом	7–12	»	Скальники, валуны, глыбы, щебень	Есть
Ледниковые						
71	rb	Экзарационные слабонаклонные поверхности	4–7	Сглаженные выступы, уступы и ложбины	Скальники	Местами есть
72	slg <sub>1</sub>	Крутые обвально-осыпные склоны	38–45	Поперечные гребни и лавинные лотки (кулуары)	»	Нет
73	slg <sub>2</sub>	Умеренно крутые делювиальные и осыпные склоны	25–30	Редкие рытвины	Щебень, суглинки	Есть

Идентификатор	Индекс	Описание	Уклон, град	Микрорельеф	Грунт	Почва
74	slr <sub>1</sub>	Крутые экзарационные склоны (20–40°)	25–35	Уступы	Скальники	Нет
75	slr <sub>2</sub>	Пологие экзарационные склоны	7–12	Сглаженные выступы, уступы и ложбины	»	Местами есть
Делювиально-коллювиальные						
81	sld	Делювиальные склоны	5–15	Нет	Щебень, суглинки	Есть
82	slk	Стенки отрывов обвалов и оползней	40–50	Поперечные гребни и лавинные лотки (кулуары)	Скальники	Нет
Эрозионные						
91	sle <sub>1</sub>	Склоны эрозионных долин коллювиальные	25–35	Нет	Скальники, валунники	Нет
92	sle <sub>2</sub>	Склоны эрозионных долин выложенные	15–25	»	Щебень, суглинки	Есть
Тектоногенные						
101	slt	Склоны денудационные на месте тектоногенных уступов	20–30	Нет	Скальники, щебень, суглинки	Нет
103	slt+sld	Склоны на месте тектоногенных уступов выложенные	5–15	Редкие рытвины	Щебень, суглинки	Есть
104	slt+slr <sub>2</sub>	Склоны тектоногенные, обработанные ледником	7–12	Нет	Скальники	Нет
107	slt+slg <sub>2</sub>	Склоны тектоногенные–борта ледниковых долин средней крутизны	25–30	Редкие рытвины	Скальники, щебень, суглинки	Есть

в виде непрерывной полосы шириной 5–6 км. Нижний ярус представляет собой днища неотектонических приразломных впадин, использованных Чулышманом и его притоками при формировании долин. Его ширина от 1 до 3 км. В периоды оледенений верхний ярус занимался покровными и полупокровными ледниками, выводные языки которых пересекали средний ярус и соединялись с заполнявшими нижний ярус и движущимися вниз по долинам ледниковыми языками. Соответственно, роль ледниковой экзарации в формировании элементов рельефа снижается от верхнего яруса к нижнему с одновременным увеличением роли ледниковой (моренной) аккумуляции.

*Верхний ярус рельефа* образуют блоки, испытавшие максимальное поднятие. Они занимают центральные, наиболее возвышенные части горных массивов. Граница верхнего яруса рельефа проводится нами по подножиям обрамляющих его тектоногенных уступов. Площадь верхнего яруса рельефа составляет около 56 % от общей площади Чулышманского нагорья. На протяжении позднего плейстоцена его территория неоднократно становилась ареной интенсивной ледниковой экзарации ледниками покровного и полупокровного типа [Ефимцев, 1961].

Аккумулятивные поверхности здесь слабо распространены и составляют суммарно около 7 % от общей площади верхнего яруса. Моренные образования иногда встречаются на днищах и склонах долин вблизи границы со средним ярусом рельефа. Занимаемая ими площадь составляет около 2 % от площади яруса. Озерные равнины встречаются крайне редко в пределах днищ долин вблизи границы со средним ярусом, они имеют размеры менее 0.2 км<sup>2</sup> и представляют собой днища спущенных озер обвально-подпрудного генезиса. Конусы и шлейфы осыпей в основании ледниковых склонов занимают около 3 % территории верхнего яруса. Осовы и обвалы сейсмогенного происхождения занимают около 1.6 % площади яруса, а каменные глетчеры, изредка встречающиеся в пределах днищ в верховьях ледниковых долин, менее 1 %.

Денудационные поверхности разного генезиса и возраста широко распространены в пределах верхнего яруса рельефа. Фрагменты мел-палеогеновой поверхности выравнивания площадью от 0.01 до 3.30 км<sup>2</sup> занимают около 9.7 % площади верхнего яруса. Чрезвычайно широко распространены выпавшие в скальном основании днища ледниковых долин, занимающие около 38.6 % от площади верхнего яруса рельефа. Их ширина достигает 2.5 км, а протяженность 8.2 км, в среднем составляя 1 и 4 км соответственно. Крутые склоны ледниковых долин с осыпями и осовами в нижней части занимают

около 5.2 % площади верхнего яруса. Умеренно крутые склоны ледниковых долин встречаются чаще и занимают 8.1 % площади территории верхнего яруса. Высота ледниковых склонов редко превышает 400—500 м. Экзарационные склоны разной крутизны наиболее характерны для данного яруса и занимают 18 % его площади. Склоны V-образных эрозионных долин здесь крайне редки, и в основном они связаны с пропиливанием потоками ригелей ледниковых долин и тектоногенных уступов по периметру верхнего яруса рельефа, занимая менее 0.4 % его площади. Тектоногенные уступы занимают 8.1 % площади верхнего яруса и расположены на его границе со средним ярусом, либо (реже) на границах между разными блоками верхнего яруса. Обычно высота уступа составляет 300—500 м, но в ряде случаев высота отдельных уступов уменьшается до 100—200 м, тогда они располагаются субпараллельно друг за другом, образуя ступенчатую границу с нижележащим ярусом.

*Средний ярус рельефа* образуют удлиненные неотектонические блоки, обрамляющие центральные блоки горных массивов, образующих Чулышманское нагорье. Границы яруса проводятся по подножиям выше- и нижележащих тектоногенных уступов. Площадь среднего яруса составляет около 36 % общей площади нагорья. Средний ярус в среднем и позднем плейстоцене являлся зоной транзита для выводных языков полупокровного оледенения верхнего яруса. В силу этого аккумулятивные элементы рельефа, занимающие понижения, составляют 45 % площади яруса, а денудационные элементы — 55 %, но при этом почти половина из них покрыта маломощным моренным чехлом.

Аккумулятивные поверхности среднего яруса представлены почти исключительно моренными равнинами. Моренные отложения выполняют днища долин и часто достаточно мощным чехлом перекрывают реликты поверхности выравнивания, расположенные у подножий тектоногенных уступов. Общая площадь моренных равнин составляет около 41 % от площади яруса. Озерные равнины на месте спущенных озер или с небольшими остаточными водоемами располагаются внутри моренных равнин, их площадь составляет 3.6 % от площади яруса. Осыпные и обвальные образования в целом не характерны для яруса и встречаются только в плейстосейстовых зонах. В силу этого их наличие является надежным признаком при выявлении палеосейсмодислокаций. Осыпи и обвалы имеют небольшие размеры и занимают совокупно менее 0.4 % от площади яруса.

Денудационные поверхности среднего яруса представлены субгоризонтальными реликтами мелпалеогеновой поверхности выравнивания и склонами тектоногенного и ледникового происхождения. Склоны ледниковых долин имеют в пределах яруса умеренную крутизну и перекрыты тонким моренным чехлом. Они занимают около 20 % от площади яруса. Тектоногенные уступы образуют нижнюю границу яруса (в этом случае они часто имеют прерывистый моренный чехол), а также иногда ограничивают выступы на поверхности яруса с формированием неглубоких протяженных неотектонических впадин между средним и верхним ярусами. Наличие таких передовых впадин является свидетельством взбросонадвигового характера субширотных участков новейших разломов на границах среднего и верхнего ярусов рельефа. Высота тектоногенных уступов обычно 200—300 м. Общая площадь тектоногенных уступов составляет 23 % от площади яруса. Реликты поверхности выравнивания занимают 16 % от площади яруса. Большая их часть (за исключением реликтов, расположенных на поверхности тектоногенных выступов) несет на себе следы ледниковой обработки и тонкий моренный чехол. Пологие денудационные склоны, часто обрамляющие реликты поверхности выравнивания, занимают около 2 % от площади яруса. Склоны V-образных долин приурочены к нижней границе яруса, где эрозия водотоков уже успела прорезать пограничные тектоногенные уступы. Эрозионные формы занимают около 3.6 % территории яруса.

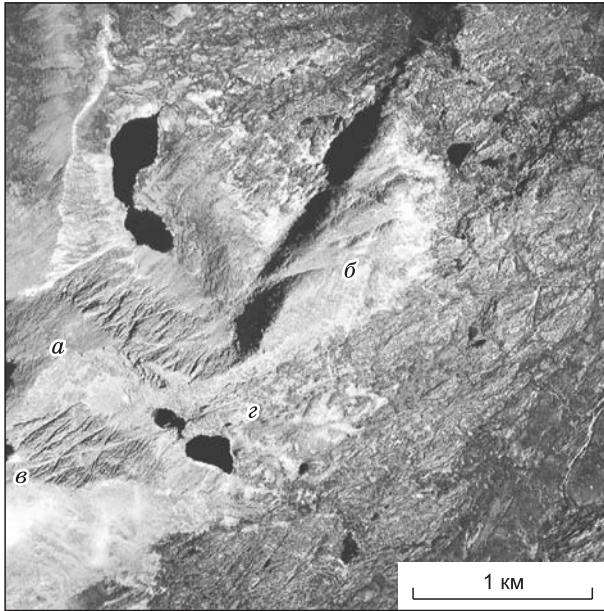
*Нижний ярус рельефа* представляет собой днища приразломных впадин, использованных Чулышманом и его притоками при формировании долин. Его площадь около 8 % от общей площади Чулышманского нагорья. Моренные равнины занимают около 45 % от площади нижнего яруса, 24 % — пологие денудационные склоны, а 10 % — реликты поверхности выравнивания. И те, и другие обычно перекрыты тонким моренным чехлом. В ледниковую равнину врезаны долина Чулышмана и его боковых притоков, имеющие в пределах нижнего яруса V-образный поперечный профиль. Крутые эрозионные склоны занимают 13 % территории нижнего яруса, и еще 8 % приходится на пойму и террасы Чулышмана и его притоков.

Следует обратить внимание на то, что в пределах нижнего яруса рельефа в ходе геоморфологической съемки не выявлено геологических или геоморфологических следов подпрудных озер, реконструируемых на этом участке В.В. Бутвиловским [1993], что ставит под сомнение выделяемые им следы катастрофических паводков ниже по течению Чулышмана.

## СЕЙСМОГЕОЛОГИЯ

Заложение северо-восточной и юго-западной границ Чулышманского нагорья по правым взбросо-сдвигам, являющимся прямыми продолжениями главных сейсмогенных структур Западной Монголии [Новиков, 2001; Новиков и др., 2014], должно обеспечивать высокий сейсмический потенциал рассма-





**Рис. 5. Древние сейсмогенные рвы (а—б, в—г) в верхнем ярусе Чулышманского нагорья, смещающие борта плейстоценовых ледниковых долин (фрагмент аэрофотоснимка).**

триваемой территории. Это находит подтверждение в материалах геоморфологической съемки на участке детальных исследований. Присутствие осовов в основании осыпных склонов разного генезиса является надежным индикатором землетрясений. Судя по тому, что в близких геолого-геоморфологических условиях в плейстоценовой зоне Чуйского землетрясения ( $M_s = 7.3$ ) образования осовов не происходило [Агатова и др., 2004], на территории Чулышманского нагорья в голоценовое время происходили землетрясения с магнитудой, существенно превышающей магнитуду Чуйского землетрясения. В пределах участка детальных исследований такие склоны имеются только в верхнем ярусе рельефа. Осовы распространены здесь достаточно

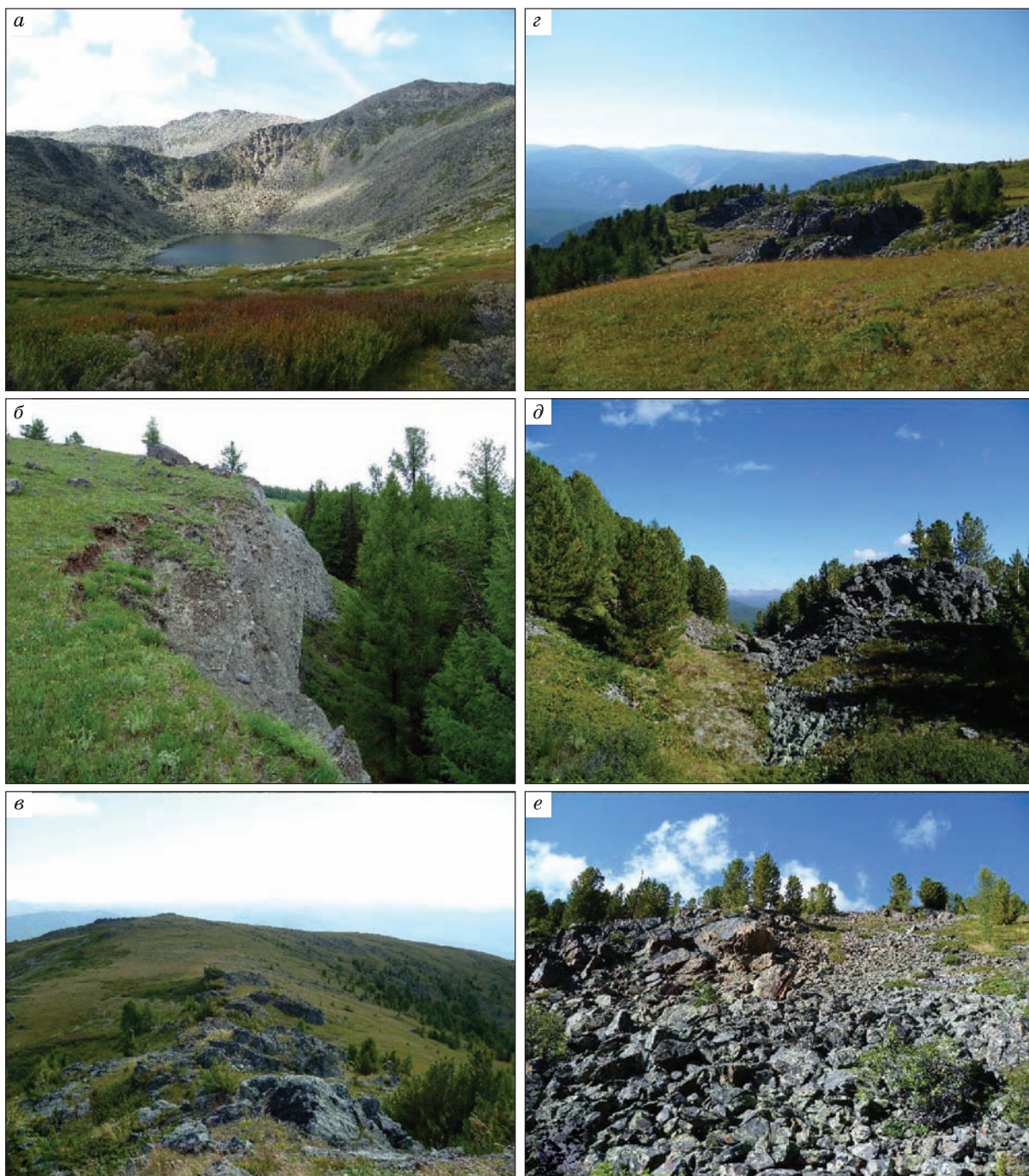
широко, что свидетельствует о высоком сейсмическом потенциале территории. Они встречаются примерно у 20 % протяженности подножий осыпных ледниковых склонов, при сотрясении которых возможно формирование осовов. Помимо широко распространенных осовов в 3 км к северо-западу от оз. Етисоен (правобережье р. Тургенсу, притока реки Мендукем, впадающей в Шавлу ( $50^{\circ}46'39''$  с.ш.,  $88^{\circ}50'39''$  в.д.) отмечаются отдельные древние сейсморазрывы, фиксируемые в рельефе эродированными рвами северо-восточного простирания протяженностью 1.3—2.3 км (рис. 5). Судя по левостороннему горизонтальному смещению этими структурами бортов позднеплейстоценовых ледниковых долин на расстояние до 80 м и высокой степени эродированности, это достаточно древние структуры многоактного формирования.

Более молодые сейсмогенные структуры выявлены на водоразделе рек Карагыр и Байдыш в зоне тектоногенного уступа, отделяющего средний ярус рельефа от нижнего ( $50^{\circ}37'10''$  с.ш.,  $88^{\circ}51'08''$  в.д.). На поверхности денудационного склона средней крутизны ( $12\text{—}15^{\circ}$ ), занимающего промежуточное положение между субгоризонтальным фрагментом поверхности выравнивания (г. Туюкозек) и необычно крутым субширотным тектоногенным уступом ( $30\text{—}35^{\circ}$ ), развит комплекс компактно расположенных недавних сейсмообвалов от единичного события с магнитудой не менее 7 (рис. 6, д, е). Тектоногенный склон, несмотря на большой уклон, ранее был полностью задернован, но сейсмическое событие вызвало активизацию склоновых процессов с формированием отдельных осыпных шлейфов протяженностью до 500 м и шириной до 100 м как на участке тектоногенного уступа, непосредственно примыкающего к сейсмообвалам, так и на расстоянии в 3000 м к западу и востоку по простиранию уступа. Стенки отрыва сейсмообвалов связаны с сейсморвами северо-западного простирания протяженностью от 80 до 350 м и глубиной до 10 м. Тела обвалов состоят из скальных пород. Они вытянуты вдоль склона и имеют ширину около 30—40 м и протяженность 80—100 м. Предварительно можно предположить возраст сейсмического события, сформировавшего рассматриваемый комплекс сейсмогенных структур в 200—300 лет. С высокой точностью он может быть установлен дендрохронологическим методом, поскольку тела обвалов и сейсморвы успели порости лиственным лесом с диаметром стволов 10—15 см, а в пределах обвалов и связанных с ними осыпей сохранились многочисленные стволы сломанных деревьев толщиной примерно 70—80 см. Тектоногенный уступ покрыт преимущественно зрелым лесом, на стволах которого также могли сохраниться травмы от камней, но нами их поиск не проводился.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Территория Чулышманского нагорья до настоящего времени остается малоизученной. За последнее десятилетие улучшенные грунтовые дороги, проходимые большую часть года, достигли долины Чулышмана в среднем его течении, что существенно облегчает детальные геолого-геоморфологические и неотектонические исследования на этой территории.

Чулышманское нагорье имеет специфическое геологическое и геоморфологическое строение, существенно отличающееся от прилегающих территорий Алтая и Западного Саяна. Для него типично трехъярусное строение, обусловленное дифференцированными блоковыми неотектоническими движе-



**Рис. 6. Характерные черты рельефа Чулышманского нагорья.**

*a* — экзарационный рельеф верхнего яруса; *б* — моренная равнина нижнего яруса, прорезанная эрозией; *в* — денудационная поверхность выравнивания среднего яруса; *г*, *д* — сейсмогенные обвалы; *е* — сейсмогенная активизация коллювиальных процессов.

ниями с относительно малой высотной дифференциацией ярусов, сочетающееся с очень неглубоким расчленением долинами. Обычная глубина долин на Алтае составляет 800—1000 м, а высота тектоногенных уступов 300—700 м. В пределах Чулышманского нагорья эти показатели уменьшаются более чем вдвое. Несмотря на гипсометрическую сближенность, геоморфологическое строение разных ярусов кардинально отличается. Верхний ярус преимущественно экзарационный, но на водоразделах необычно широких и неглубоких ледниковых долин повсеместно сохранились небольшие по площади остатки поверхности выравнивания. Средний — транзитный и аккумулятивный, площадь сохранившей-



ся поверхности выравнивания здесь выше, моренная аккумуляция приурочена к днищам и склонам долин. Нижний ярус преимущественно аккумулятивный. Моренный покров имеет здесь относительно небольшую мощность, но распространен на большинстве поверхностей — от реликтов поверхности выравнивания до тектоногенных уступов. Следует отметить отсутствие в нижнем ярусе рельефа следов крупных озерных бассейнов или катастрофических паводков, связанных с прорывом ледниково-подпрудных озер Джулукульской впадины. В неотектоническом плане для Чулышманского нагорья характерна преимущественно сдвиговая тектоника, при этом правые сдвиги являются главными, они образуют протяженные юго-западную и северо-восточную границы нагорья. Сопряженные с ними взбросы и раздвиги являются опережающими (второстепенными) структурами. Они делят Чулышманское нагорье на отдельные горные массивы, а самим массивам придают ярусность за счет перемещения на разные гипсометрические отметки фрагментов единой в прошлом поверхности выравнивания. Многочисленные следы катастрофических землетрясений свидетельствуют о продолжении неотектонической активности в голоцене.

## ЛИТЕРАТУРА

**Агатова А.Р., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Гибшер А.С.** Геоморфологические эффекты землетрясений 27 сентября и 1 октября 2003 года в Горном Алтае // Геоморфология, 2004, № 3, с. 3—12.

**Адаменко О.М., Минина Е.А., Раковец О.А.** Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист М-(44), 45 — Усть-Каменогорск. Геоморфологическая карта. Л., ВСЕГЕИ, 1978, 1 лист.

**Богачкин Б.М.** История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. М., Наука, 1981, 132 с.

**Борисов Б.А., Адаменко О.М., Минина Е.А., Раковец О.А.** Геоморфология // Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист М-(44), 45 — Усть-Каменогорск. Объяснительная записка. Л., ВСЕГЕИ, 1980, с. 128—139.

**Буслов М.М., Казанский А.Ю.** Мезозойские сдвиговые движения земной коры на Горном Алтае по геологическим и палеомагнитным данным // ДАН, 1996, т. 347, № 2, с. 213—217.

**Бутвиловский В.В.** Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1993, 253 с.

**Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П.** О рифтогенно-сдвиговой природе позднепалеозойских-раннемезозойских гранитоидов Алтая // ДАН, 1996, т. 350, № 1, с. 83—86.

**Государственная** геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 — Горно-Алтайск. Объяснительная записка / Ред. С.П. Шокальский. СПб., Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011, 568 с.

**Девяткин Е.В.** О третичных отложениях Джулукульской котловины (Восточный Алтай) // Докл. АН СССР, 1960, т. 135, № 6, с. 1457—1460.

**Девяткин Е.В.** Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., Наука, 1965, 244 с.

**Дергунов А.Б.** Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М., Наука, 1967, 215 с.

**Дергунов А.Б.** Структуры сжатия и растяжения на востоке Алтая в четвертичное время // Геотектоника, 1972, № 3, с. 99—110.

**Дергунов А.Б., Шульгина В.С., Калганов Е.Н., Гаврилова В.Н., Раковец О.А., Шапошникова Г.Ф., Горелов Б.Г.** Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-ХI. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1961, 104 с.

**Ерофеев В.С.** Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, Изд-во «Наука» КазССР, 1969, 167 с.

**Ефимцев Н.А.** Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. М., Наука, 1961, 165 с.

**Калецкая М.С.** Геоморфологические работы на территории Алтайского государственного заповедника // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1938, № 4, с. 415—424.

**Калецкая М.С.** Развитие рельефа Северо-Восточного Алтая // Проблемы геоморфологии, 1948, вып. 39, с. 71—81.

**Колесников В.И., Максимова Г.А., Перфильева Л.П.** Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Горно-Алтайская. Лист М-45-ХI. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1963, 96 с.



- Новиков И.С.** Кайнозойская сдвиговая структура Алтая // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1377—1388.
- Новиков И.С.** Позднепалеозойская, среднемеозойская и позднекайнозойская эпохи орогенеза Алтая // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (5), с. 434—445.
- Новиков И.С.** Обзор становления отечественных картографических исследований в области геологической геоморфологии (превратности метода) // Геоморфология, 2003, № 2, с. 28—42.
- Новиков И.С.** Морфотектоника Алтая / Под ред. Е.В. Девяткина, Г.Ф. Уфимцева. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2004, 313 с.
- Новиков И.С.** Реконструкция этапов горообразования обрамления Джунгарской впадины по литостратиграфии позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 184—202.
- Новиков И.С., Дядьков П.Г., Козлова М.П., Мамедов Г.М., Михеева А.В., Черкас О.В.** Неотектоника и сейсмичность западной части Алтае-Саянской горной области, Джунгарской впадины и Китайского Тянь-Шаня // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (12), с. 1802—1814.
- О сочинении П. Чихачева** под заглавием: *Voyage scientifique dans l'Altai oriental* // Горный журнал, 1845, т. 4, № 10, с. 1—26; № 11, с. 211—233.
- Обручев В.А.** Алтайские этюды (этюды второй). О тектонике Русского Алтая // Землеведение, 1915, № 3, с. 1—71.
- Семихатова Л.И.** Государственный Алтайский заповедник // Землеведение, 1934, т. 36, вып. 2, с. 113—158.
- Granö I.G.** Les formes du relief dans l'Altai russe et leurs genese. Etude morphologique // Fennia, 1917, v. 40, № 2, 125 s.
- De Grave J., Van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., Glorie S.** Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region // Rad. Meas., 2008, v. 43, p. 38—42.
- Ketcham R.A., Donelick R.A., Donelick M.B.** AFTSolve: a program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data // Geol. Mater. Res., 2000, v. 2, p. 1—32.
- Klinger Y., Etchebes M., Tapponnier P., Narteau C.** Characteristic slip for five great earthquakes along the Fuyun fault in China // Nature Geosci., 2011, v. 4, p. 389—392.
- Molnar P., Tapponnier P.** Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision // Science, 1975, v. 189, p. 419—426.
- Whitney D., Evans B.W.** Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral., 2010, v. 95, p. 185—187.

*Рекомендована к печати 29 января 2016 г.  
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 17 июня 2015 г.,  
после доработки — 15 декабря 2015 г.*