

Ф.С. ОНУХОВ, Т.В. МЕРКУЛОВА

Тектонические террасированные горные склоны как индикатор выделения палеоземлетрясений

Рассмотрены террасированные горные склоны, обнаруженные на двух участках в Нижнем Приамурье. Террасированные склоны располагаются в районах с активными разнонаправленными блоковыми неотектоническими движениями, где в историческое время произошли достаточно сильные землетрясения и выявлены палеосейсмодислокации типа сейсмогенных рвов и обвалов. При детальном исследовании склонов установлены тектонические смещения и признаки растяжения в локальных разломах, разделяющих террасы на крутых скальных склонах, а также фрагменты грубых борозд и зеркал скольжения на поверхности глыб. Сделан вывод о сейсмической природе морфологии террасированных склонов на изученных участках.

Ключевые слова: террасированные склоны, курумы, палеосейсмодислокации.

Tectonic terraced mountain slopes as the indicator of paleoearthquakes. F.S. ONUKHOV, T.V. MERKULOVA (Yu.A. Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, FEB RAS, Khabarovsk).

We describe terraced mountain slopes revealed in two areas of the Lower Priamurye Region. The terraced slopes are located in areas where active neotectonic block movements occurred in different directions and quite strong earthquakes took place and paleoseismodislocations like seismogenic trenches and collapses in historical time are identified. A detailed study of the slopes has established tectonic displacements and indications of extension in the local faults that separate the terraces on the steep rock slopes and fragments of coarse striations and slickensides on the block surfaces. We concluded that the morphology of the terraced mountain slopes on the studied areas is caused by seismic events.

Key words: terraced mountain slopes, rock streams, paleoseismodislocations.

Введение

В Дальневосточном регионе на некоторых склонах горных отрогов наблюдаются ярусы своеобразных узких нагорных террас, при этом отдельные звенья между склоновыми распадками похожи на крупные чешуи (рис. 1, 2). Звенья в ярусах обычно занимают близвысотное положение относительно подножия склона либо плавно воздымаются по простиранию. Террасы, располагающиеся ярусами на горном склоне, разделены крутыми глыбовыми участками, имеющими облик курумов. Такие террасированные склоны выделены нами в Нижнем Приамурье на двух участках, удаленных друг от друга на значительном расстоянии (рис. 3). Природе террасированных склонов в геолого-съёмочной практике уделяется недостаточно внимания, что, возможно, связано с редкостью склонов

ОНУХОВ Федор Степанович – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник, *МЕРКУЛОВА Татьяна Владимировна – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник (Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск). *E-mail: merculova@itig.as.khb.ru

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН.

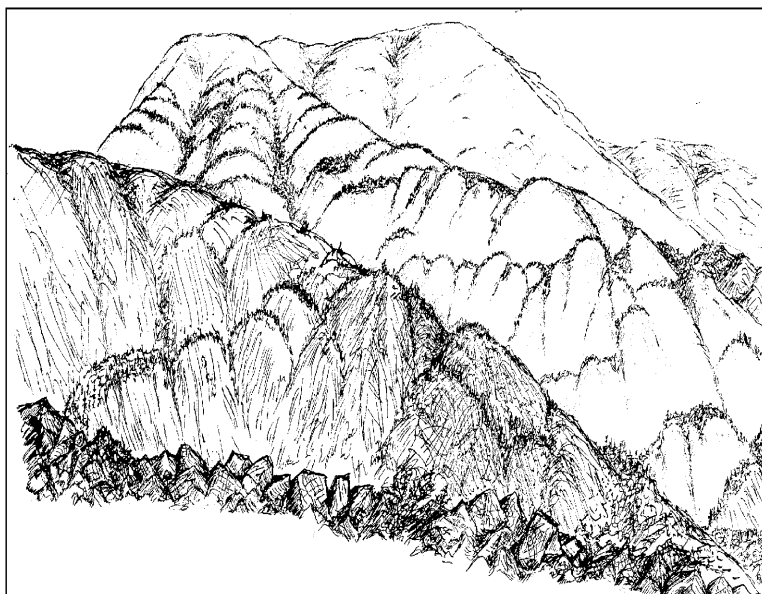


Рис. 1. Общий вид террасированного склона на левобережье р. Талиджак (Талиджакский участок)



Рис. 2. Террасированный склон на правобережье р. Амур (Амурский участок)

такого облика. Недостаток внимания к природе таких склонов обусловлен также их глыбовым обликом, что позволяет считать их обычными курумами, сформировавшимися в результате резко континентальных климатических условий [2, 5–9, 14, 21–24, 27]. По литературным данным, в Дальневосточном регионе и Забайкалье насчитывается не менее двух десятков разновидностей курумовых образований [7, 22]. Они выделяются как в относительно стабильных, так и в сейсмоактивных областях (хребты Удокан, Кодар и другие горные сооружения Прибайкалья). Иногда отмечается, что большую роль в движении курумов играют землетрясения [5].

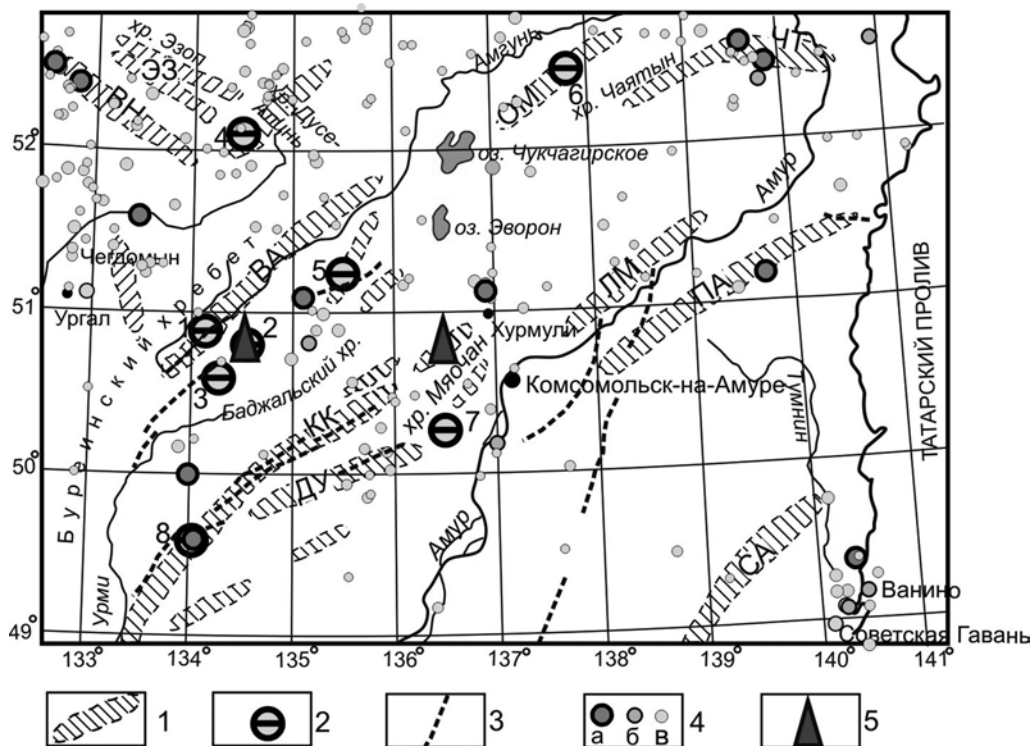


Рис. 3. Схема суммарных деформаций рельефа и зон повышенных ($0,5 \times 10^{-8}/\text{год}$) градиентов скоростей новейших вертикальных тектонических движений Нижнего Приамурья (по [16], с дополнениями и сокращениями). 1 – зоны повышенных градиентов скоростей неотектонических движений: ЭЗ – Эзоповская, ВН – Верхнениманская, ВА – Верхнеамгунская, ОМ – Омельдинская, ЛМ – Лимурийская, ПА – Приамурская, ЧТ – Чаятынская, КК – Курско-Куканская, ДУ – Джаки-Унахтанская, СА – Сихотэ-Алинская; 2 – задокументированные палеосейсмодислокации: 1 – Гербинская, 2 – Баджальская, 3 – Талиджакская, 4 – Дусе-Алинская, 5 – Амгунская, 6 – Омельдинско-Горбылякская, 7 – Амутская, 8 – Куканская; 3 – активные разломы (по [18]); 4 – эпицентры землетрясений: а – $M \geq 5$, б – $4,5 \geq M < 5$, в – $4,0 \geq M < 4,5$; 5 – участки террасированных склонов

В двухтомной монографии «Палеосейсмология» [25] указывается, что тектонические террасы могут быть результатом первичных или вторичных эффектов крупных землетрясений. Террасированные склоны встречаются на Северо-Востоке России [3]. Аналогичные формы склонов обнаружены в Восточном Забайкалье [9] в пределах хр. Удокан, который характеризуется высокой сейсмической активностью. Связь террасированных склонов с сейсмоактивностью отчетливо прослеживается в Байкальском рифте на примере Обручевского молодого сброса [26]. В работе А.Н. Овсяченко с соавторами [19] показано, что в формировании ярусности склоновых форм типа глыбовых террасовидных ступеней и валов в Забайкалье определенную роль играют не только относительно медленные тектонические движения, но и современные сейсмогенные события. Террасирование в пределах склонов наблюдается также на Алтае [1] и в Таджикистане [4]. Сходные морфологические типы склонов имеются и в Приморье. Детальный их анализ приводится А.М. Коротким с соавторами [11–13], которые отмечают возможную связь террасированных склонов с проявлениями сейсмоактивности. Более определенно на связь террасированных склонов с сейсмичностью указано в работе А.В. Олейникова и Н.А. Олейникова [20].

В настоящей работе для изучения природы тектонически террасированных склонов рассмотрены неотектонические особенности строения районов распространения таких склонов и их связь с палеосейсмодислокациями.

Методика исследования

На первом этапе выполнен анализ неотектонических особенностей участков обнаружения террасированных склонов. Для общей характеристики неотектоники рассматриваемых в статье участков использовались различные методы дистанционных исследований, в том числе дешифрование разномасштабных аэро- и космоснимков земной поверхности, а также морфометрический анализ топокарт, включающий методы профилирования рельефа, построения карт вершинной поверхности, различные приемы изучения гидросети и т.п. Эти методы дают возможность выделить аномальные участки рельефа, приуроченные к зонам тектонических нарушений, их пересечению или сопряжению, где наиболее вероятны проявления сейсмогенных событий. При общем анализе склоновых процессов важны качественные и количественные параметры: вещественный состав, форма, размеры и смена типов склонов, углов их наклона и характер сочленения друг с другом. Полученные данные служат основой для построения поперечных к склону профилей.

На втором этапе отбирались объекты для детальных полевых наблюдений, установления причин их формирования и развития. При большой протяженности склонов и сохранении однотипности морфологических характеристик можно ограничиться детальным анализом типичного участка профиля.

В данной работе детальный анализ выполнен для террасированных склонов на горных отрогах Баджальского хребта (Талиджакский участок). Методика наблюдений для Дальневосточного региона подробно описана в работах [10, 16]. В процессе детальных наблюдений изучались характеристики обломочного материала на поверхности склона: его размеры, форма, общая компоновка, признаки динамичности и перемещения. При изучении обломочного материала обращалось внимание на ориентировку его уплощенных разновидностей, наличие борозд и штрихов скольжения, «свежих» трещин на скальных выступах и в крупных глыбах, признаков растяжения, осыпных или напорных аккумулятивных форм. Также фиксировались наличие или отсутствие растительности и так называемого «загара» поверхности обломков.

Косвенными признаками сейсмогенного характера смещений обломочных масс помимо гравитационно-обвальных форм могут служить сформировавшиеся у подножия террас напорные валы, а также наблюдаемые на уплощенных вершинах, завершающих террасированные склоны, плиты (размер – первые квадратные метры), разбитые на крупные осколки по типу «битой тарелки», отдаленные друг от друга на незначительные расстояния. Дополнительным признаком сейсмогенности террасированных склонов может быть характер зон ускоренного смещения: либо сугубо локальный, либо поясной поперечно-склоновый, что характерно для сейсмогенных деформаций.

Наиболее убедительным аргументом роли сейсмогенных событий в образовании террасированных склонов служит их пространственная сопряженность с палеосейсмодислокациями и современными сейсмоактивными зонами.

Результаты наблюдений и их обсуждение

Террасированные склоны обнаружены в Приамурье на двух участках, названных нами Талиджакским и Амутским. Ниже приведены их структурно-геоморфологические характеристики, основанные на анализе данных по неотектоническим и современным движениям.

Талиджакский участок (рис. 4) выделяется в пределах Баджальского хребта на водоразделе рек Талиджак и Герби (правые притоки верховья р. Амгунь). Отрог хребта сложен преимущественно гранитоидами мелового возраста, представленными разновидностями гранодиоритов, граносиенитов, порфириров с неясными границами взаимоотношений друг с другом. По структурным признакам в зоне пересечения северо-восточных

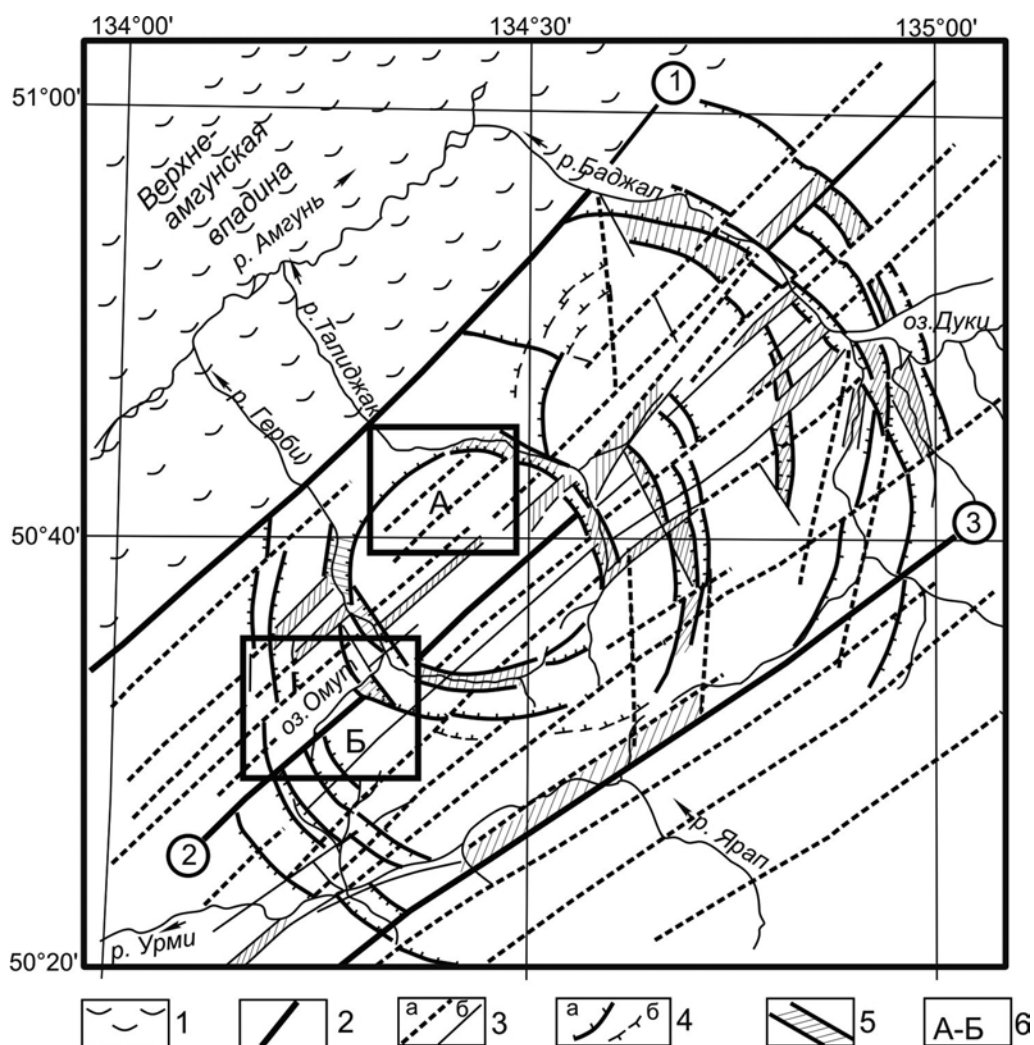


Рис. 4. Морфоструктурная схема Талиджакского участка.

1 – Верхнеамгунская внутривпадинная; 2 – основные разломные зоны (1 – Верхнеамгунская, 2 – Урми-Амутская, 3 – Верхнеарпская); 3 – разломы второго (а), третьего (б) рангов; 4 – дуговые разрывные нарушения: а – основные, б – второстепенные; 5 – долинные грабены; 6 – участки детального изучения: А–Б – районы наблюдения террасированных склонов (А), сейсмогравитационных образований (Б)

и субмеридиональных разломов выделяется крупный неотектонический блок овальной конфигурации, претерпевший поднятие до высоты около 1800 м. Блок заключен между двумя трансрегиональными сдвиговыми разломами северо-восточного простирания, которые образуют зоны шириной в десятки километров. С северо-восточного и юго-западного флангов блок ограничен дуговыми разломами, четко выраженными в рельефе морфоструктурными элементами долинной сети рек Талиджак и Герби, а также дуговыми участками второстепенных водотоков. Наиболее контрастно проявляются в рельефе северо-восточные и дуговые нарушения. При этом первые выражены преимущественно элементами обрамления долин крупных рек, уступами и ступенями водоразделов, а вторые контролируют долины притоков р. Амгунь в виде вдольрусловых крутых склонов и уступов.

Результаты дешифрования космоснимков и топокарт демонстрируют признаки латерального смещения по разломам северо-восточной ориентировки правостороннего типа. На это указывают характерные смещения поперечных уступов, линейные понижения и

синхронные изгибы второстепенных водотоков, приуроченных к разломам. Такие признаки выявлены для Верхнеамгунской, Урми-Амутской и Верхнеярапской зон, показанных на рис. 4. Сегменты дуговых разломов испытывают смещения по северо-восточным зонам, что, видимо, вызвано неотектонической активизацией последних. Сейсмодислокации на этом участке тяготеют к дуговым разломам или их пересечениям с северо-восточными разрывами.

Второй участок, Амутский, в структурно-геоморфологическом отношении имеет как сходство с Талиджакским участком, так и ряд особенностей. Выделяется он на юго-восточном отроге хр. Мяочан в верховье р. Силинка при слиянии с ней притока Амут (рис. 5). Отрог хребта сложен в основном мезозойскими метаморфизованными породами – песчаниками, сланцами, кварцитами и андезито-базальтами. В неотектоническом отношении участок представляет собой крупную морфоструктуру овально-кольцевого облика размерами в поперечнике до сотни километров. Формирование морфоструктуры связано с позднемезозойским этапом горообразовательного процесса, позже значительно измененного новейшими, преимущественно блоко-сдвиговыми деформациями. Морфоструктура приурочена к стыку разнонаправленно развивающихся зон. Ее юго-восточный сектор расположен в основном в пределах Мяочанского хребта, принадлежащего к Баджальской горной системе, а северо-восточный – в пределах Амуро-Охотской зоны общего погружения. Граница раздела между этими зонами выражена контрастными уступами и экскарпами, представленными сбросами северо-западного простирания. В узлах пересечений

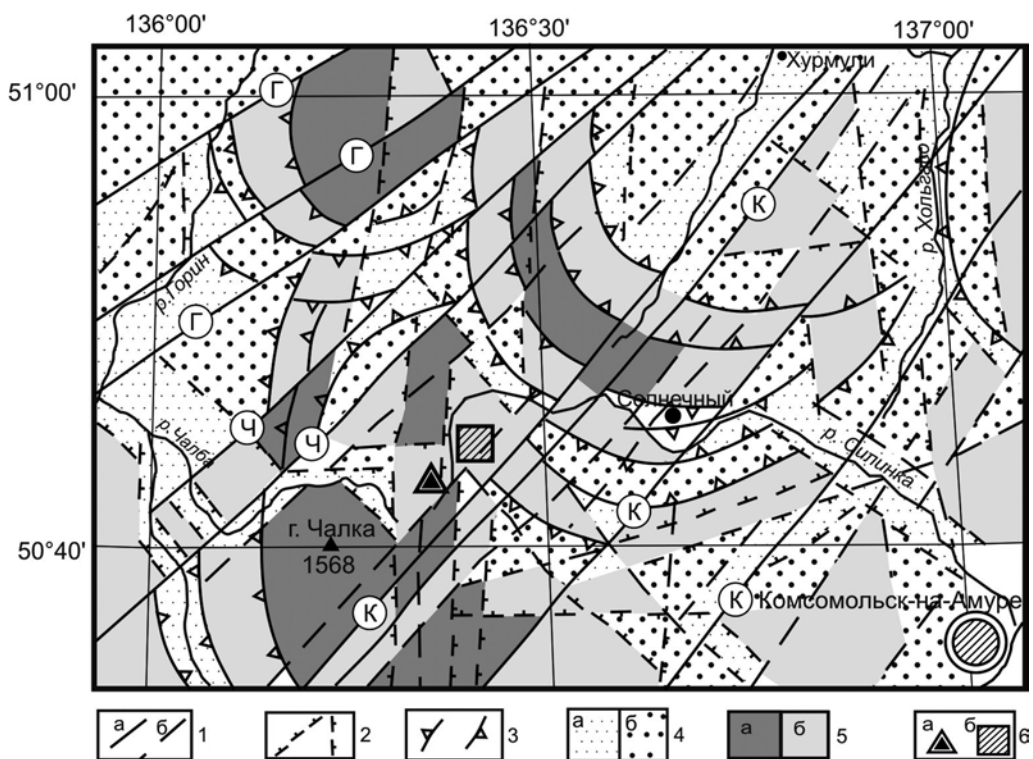


Рис. 5. Морфоструктурная схема Амутского участка.

1 – северо-восточные сдвиги: *а* – выраженные в рельефе, *б* – выделенные по ландшафтным признакам; 2 – субмеридиональные и субширотные сбросы и взбросы (бергштрихи направлены по падению смесителей в сторону опущенных блоков); 3 – дуговые разломы (метки направлены в сторону относительно опущенных блоков); 4 – блоки опускания: *а* – отвечающие придонным и межвершинным грабенам, *б* – наклонные блоки в обрамлении грабенов и впадин; 5 – горстовые блоки вершинного (*а*) и среднегогорного (*б*) уровней; *б* – участки детальных сейсмотектонических наблюдений: *а* – Амутский сбросоотвал, *б* – террасированный склон; Г, Ч, К – разломы Горинской, Чалбинской и Курско-Куканской зон соответственно

северо-западных разрывов с зонами северо-восточного простираения имеются признаки правостороннего смещения. Дуговые разрывы сбросового типа, ограничивающие морфоструктуру в пределах Амуро-Охотской зоны впадин, выражены в рельефе в основном крутыми склонами низкогорных возвышенностей сопочного типа. На основе дистанционных данных структурный план этого участка определяется пересечением северо-восточных и субмеридиональных дизъюнктивных нарушений. Амурский участок в пределах этой структуры располагается в юго-западном сегменте участка (рис. 5). В отличие от выше рассматриваемого Талиджакского участка, ранее выявленные здесь сейсмогравитационные структуры [10] в большей степени связаны с латеральными дислокациями по северо-восточным сдвиговым зонам при их пересечении с северо-западными сбросовыми нарушениями.

Детальные наблюдения выполнены по одному из профилей на террасированном склоне, расположенном на водоразделе рек Талиджак и Герби (Талиджакский участок). На склоне располагаются ярусы террас, отделенные друг от друга лишенными растительности обломочно-глыбовыми курумовыми плащами гранитоидов. В пределах поперечно-склоновой ярусности террас пологие террасообразующие поверхности колеблются по высоте, но резкие перепады высот наблюдаются редко, в основном в местах их пересечения с локальными поперечными зонами трещиноватости. Слабонаклонные площадки террас имеют ширину 15–30 м при общем уклоне поверхности 15–20°, реже – менее. Они покрыты древесно-кустарниковой растительностью, которая несколько приспускается по краям поперечно-склоновых распадков, что придает склону чешуеобразный вид (рис. 1). Обобщенный профиль склонов чаще бугристо-выпуклый, заканчивающийся в тыловой части понижением или ложбиной растяжения, выполненной глыбами с обломками сухостоя деревьев и стланика.

Характер растительности и распределения обломочного материала на склоне рассмотрим на примере поперечного геоморфологического профиля, пройденного полуинструментальным методом. На рис. 6 приведен один из его фрагментов, который начинается в нижней части русла р. Талиджак (абсолютная высота около 680 м) и заканчивается на вершинной поверхности с отметкой 1756 м. Фрагмент профиля достаточно представительного отражает особенности всего склона. Непосредственно у русла р. Талиджак выделяется глыбовая бугристая поверхность с небольшим перепадом высоты и без явного общего уклона (рис. 6, терраса 1). Она примыкает к достаточно крутому вогнутому уступу глыбо-купольного образования (рис. 6, терраса 2). Вертикальное положение уплощенных крупных глыб свидетельствует о возможном влиянии на их формирование напряжений выдавливания, характерных для быстрого смещения. На это указывает куполообразная поверхность данного аккумулятивного образования. Характерно, что в его тыловой зоне наблюдается очень резкий перепад высоты, направленный к днищу грабенообразного понижения. Понижение выполнено обломочным материалом. Положение отдельных обломочных глыб на примыкающем склоне позволяет считать, что по нему происходило перемещение глыбового материала, вызвавшее образование вала выдавливания у его подножия. Выше по профилю склон приобретает слабо выпуклый облик. На нем множество плитообразных обломков гранитоидов, ориентация которых явно указывает на их сползание вниз по склону. В основании этого фрагмента склона глыбы и отдельные уплощенные обломки имеют всерное расположение, указывающее на засасывание или поглощение обломочного материала в ложбине растяжения, разделяющей нижние ярусы террас. Между третьим и четвертым ярусами террас хорошо выражен крутой уступ высотой 3–5 м. Местами он почти лишен обломочного материала и представляет собой коренной выступ пород. На выступах гранитоидов наблюдаются грубые борозды скольжения, различимые под покровом лишайников, ориентированные вниз по склону. Аналогичные борозды изредка встречаются на поверхности отдельных глыбовых обломков в ложбине между вышеупомянутыми террасами.

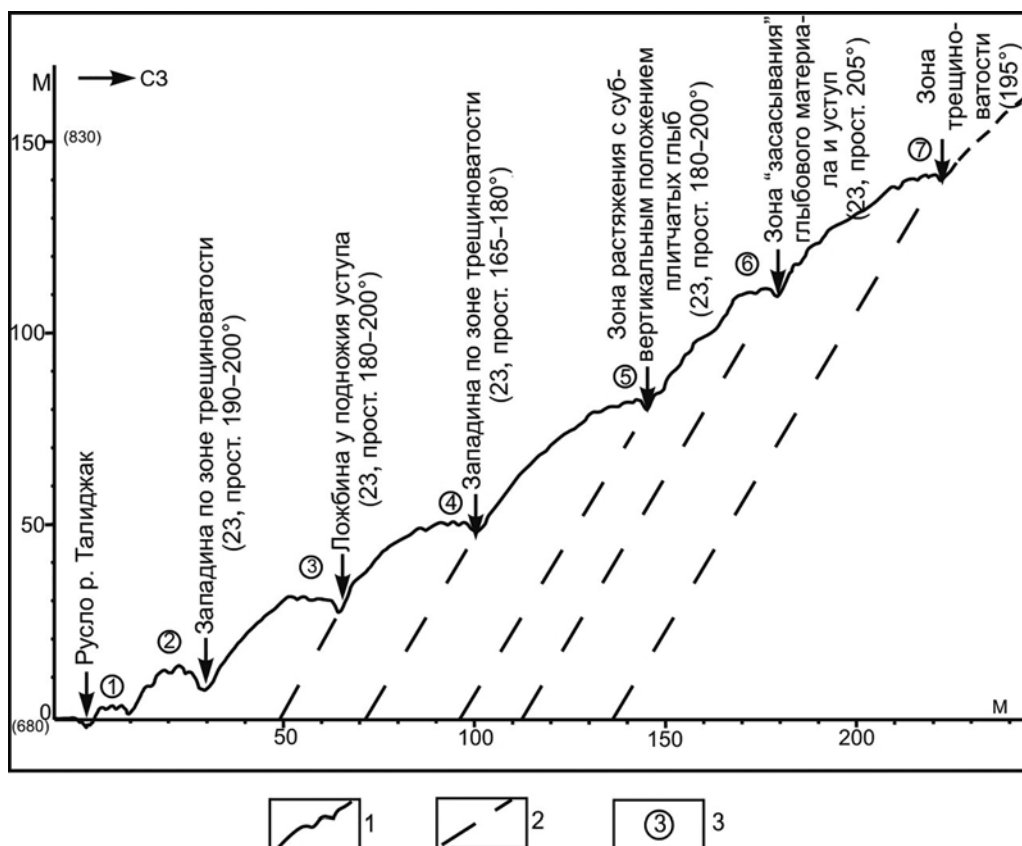


Рис. 6. Геоморфологический профиль на северном склоне сопки с абсолютной высотой 1756 м (Талиджакский участок).

1 – рельеф поверхности склона; 2 – предполагаемые вдольсклоновые тектонические нарушения; 3 – нагорные тектонические террасы

На крутых склонах пятой, седьмой и особенно шестой террас присутствуют крупные глыбы граносиенитов плитообразной формы, которые заключены среди хаотичного более раздробленного обломочного материала, но имеют признаки упорядоченности смещения вниз по склону. На их поверхностях под покровом лишайников не обнаруживается надежных признаков тектонического смещения, за исключением отдельных фрагментов хлоритизованных зеркал скольжения неуставленного возраста.

Рельеф привершинной поверхности обусловлен навалом крупноглыбового субстрата гранитоидов, имеет западинно-холмистый облик с колебаниями относительных высот в несколько метров. Характерно, что между хаотичного «вздыбленными» глыбами и их обломками наблюдаются относительно выровненные участки с преобладанием субгоризонтально залегающих уплощенных и плитчатых глыб размером в поперечнике 1,5–2,0 м². Отдельные из них выглядят как фрагменты более крупных исходных образований, разединенных по типу «битой тарелки» в результате встряски. При этом в ряде случаев плитчатые фрагменты глыб несколько развернуты по отношению друг к другу и разобщены мелкообломочным материалом.

Анализ растительного покрова террасированных склонов на Талиджакском участке проведен от днища р. Талиджак в предгорье хр. Баджальский до господствующей вершины сопки на водоразделе Талиджак–Герби в 1756 м (рис. 2). Выше днища долины Талиджака (абсолютная высота 680–700 м) примерно до высоты 900 м растительность представлена преимущественно лиственницей с примесью крупноствольных берез, ольхи и подлеска. В пределах участка между высотами от 900 до 1200 м наблюдается угнетение

лиственного покрова, а березово-ольховый подлесок приобретает криволинейность и низкорослость. В поясе высот 1200–1500 м лиственницы низкорослые, резко выделяются на фоне густой поросли ольхи и березы стланикового типа. Выше преобладают заросли березового и кедрового стлаников с единичными лиственницами, еще выше распространены только кедровые стланики и мхи с примесью травянистых растений. Склон заканчивается уплощенной слабоволнистой привершинной поверхностью с небольшими куртинами кедрового стланика (1750 м). Растительный покров на вершинной поверхности представлен разобщенными зарослями кедрового стланика, приуроченного обычно к участкам мелкоглыбового дробления субстрата. Поверхность глыб и обломков чаще всего покрыта горным «загаром» и разновидностями мхов с преобладанием лишайников, а также кустиками травянистой растительности. Нарушения растительного покрова в виде значительных разрывов и разбощений здесь редки и скорее связаны с межсезонными явлениями климата или гравитационным уплотнением почвы.

Анализируя распределение растительности нагорного склона на Талиджакском участке, можно сказать, что, несмотря на закономерные изменения растительного покрова с высотой, растительные сообщества принадлежат к единому временному срезу образования и развития и подчинены высотной поясности климатической зональности. Это указывает на временную синхронность образования террасовых уровней склона в целом.

Рассматриваемые в статье участки террасированных склонов отстоят друг от друга на сотни километров и сложены разными по составу горными породами. Как упоминалось выше, если на Талиджакском участке они представлены такими интрузивными образованиями, как граниты, гранодиориты, граносиениты, гранодиорит-порфиры, то на Амутском участке это преимущественно метаморфизованные осадочные породы (песчаники, сланцы, кварциты), претерпевшие складчатость в мезозое. Абсолютные отметки вершин таких склонов также различаются: на Талиджакском участке – 1756 м, на Амутском – 1100–1200 м. Несмотря на различия, некоторые особенности морфологии террасированных склонов на обоих участках одинаковы. Участки приурочены к пересечению разломов северо-восточного и субмеридионального направлений и располагаются в районах с активными разнонаправленными блоковыми неотектоническими движениями и высоким уровнем современной сейсмоактивности (рис. 3). На Талиджакском участке достаточно хорошо видна приуроченность палеосейсмодислокаций обвального типа непосредственно к внешнему борту дугового разлома, контролирующего долину р. Талиджак, в то время как террасированные склоны прилегают к внутреннему обрамлению овального блока (рис. 4). На Амутском участке аналогичные склоны тяготеют к борту одноименной разломной зоны, но более чем на 1 км удалены от аккумулятивного тела сейсмообвала, образовавшего вниз по течению реки плотинное Амутское озеро [10].

В результате детальных работ установлены признаки тектонического смещения террас. Тектонический характер смещения подтверждается следующими признаками. Прежде всего самой морфологией террас, у которых пологонаклонные поверхности покрыты растительностью, а их крутые склоны лишены растительности и представлены глыбово-обломочными образованиями курумного облика. На поверхности некоторых скальных выступов видны вдольсклоновые грубые борозды и штрихи скольжения, характерные для молодых неотектонических разломов. В основании крутых склонов террас, как правило, наблюдаются поперечно-склоновые крутостенные рвы и западины, днища которых выполнены глыбовым материалом. При этом в ряде случаев плитчатые обломки пород располагаются веерообразно по отношению друг к другу, указывая на процесс глубинного «засасывания» глыбового материала при растяжении, что характерно для современных активных дислокаций. В работе А.Н. Овсученко с соавторами [18] также отмечается, что склоны, разделяющие террасовые уровни, часто покрыты активными курумами или представляют собой обвалы, вовлеченные в курумообразование.

Достаточно уверенно прослеживается связь террасированных склонов с зонами развития активных разломов и сейсмогравитационных образований (рис. 3). При этом если

явно сейсмогравитационные структуры располагаются непосредственно в приразломной зоне, то террасированные склоны сформировались на некотором удалении от сеймо-структур. Пространственная оторванность подобных склонов от очаговых зон главного сейсмического события отмечается также и в других регионах [2, 4, 8, 17, 20]. Выявлена закономерность, что чем выше магнитуда землетрясений, тем дальше от эпицентра проявляется их влияние на склоновые процессы, а при очень сильных толчках происходит усиление процессов преобразования рельефа [15].

Пологие поверхности террас на обоих исследованных участках покрыты практически однотипной листовенничной растительностью с подлеском. Разделяющие их грубообломочные участки склона имеют сравнительно свежий облик и, помимо мохово-лишайникового покрова, как правило, лишены иной растительности. Приблизительные дендрологические оценки, проведенные по листовенницам на террасах Талиджакского участка, показывают возраст от 200 до 300 и, возможно, более лет [16]. Он близок к возрасту листовенниц на Амутском сбросообвале [10]. Характер растительности на поверхности террас указывает на то, что она подчинена высотно-климатической зональности и сформировалась преимущественно вслед за сейсмическим событием. Некоторые наблюдаемые деформации стволов деревьев в виде саблевидных загибов и скручивания, видимо, отражают постсейсмогенные неотектонические и гравитационные подвижки. Поэтому можно сделать вывод, что формирование Талиджакского террасированного склона, как и его амутского аналога, связано с близкими по времени сейсмогенными событиями.

Заключение

Рассматриваемые нами террасированные склоны, вероятнее всего, связаны с переформированием более ранних субкурумных или типично курумных склонов, с одной стороны, под действием восходящих блоковых неотектонических движений в рамках продолжающегося процесса горообразования, а с другой – под влиянием сейсмогенных событий. На это указывают как выдержанность по высоте отдельных террас внутри ярусов вдоль склонов, так и признаки тектонического смещения и растяжения по локальным разломам, тесная пространственная связь террасированных склонов с зонами развития сейсмогравитационных образований типа обвалов, срывов и тектонических рвов. Землетрясения послужили толчком к новому этапу развития курумного процесса, сопровождавшего формирование ярусов нагорных террас. Ложбины и западины, разделяющие ярусы террас, можно считать аналогами сейсмогенных рвов, выполненных глыбовым материалом подобно коллювиальным клиньям. В качестве модели мы рассматриваем способ формирования террасированных склонов под влиянием тектонического вдольсклонового расслоения на окраинах активно воздымающихся неотектонических блоков в результате сейсмогенной встряски. При этом происходит крутое или субвертикальное смещение относительно друг друга консолидированных призм скальных пород независимо от их генетических типов.

Террасированные склоны изученного типа можно рассматривать как индикаторы палеоземлетрясений, информация о которых важна для оценки сейсмического потенциала и сейсмоопасности региона. Широкая распространенность курумов в Дальневосточном регионе требует обращать пристальное внимание на признаки их сейсмогенных деформаций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агатова А.Р., Непоп Р.К. Сейсотектоническая активность как триггер солифлюкционно-оползневых процессов в высокогорной части Алтая в позднем плейстоцене – голоцене // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ: материалы 48-го тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2016. С. 3–5.

2. Благоволин Н.С., Муратов В.М., Тимофеев Д.А. Некоторые вопросы формирования склонов в условиях различных морфоструктур // Изв. АН СССР. Серия: География. 1963. № 3. С. 16–25.
3. Важнин Б.П. Принципы, методы и результаты палеосейсмологических исследований на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 205 с.
4. Винниченко Г.П., Таджикибеков М. Палеосейсмодислокации и природа связей очагов сейсмических толчков с дизъюнктивами // Докл. АН Респ. Таджикистан. 2008. Т. 51, № 10. С. 47–58.
5. Говорушко С.М. Курумовый морфолитогенез. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 120 с.
6. Говорушко С.М. Методы определения возраста курумов // Геоморфология. 1985. № 4. С. 71–74.
7. Гончаров А.В. Курумология. Минск: Выдавецтва, 2010. 205 с.
8. Готванский В.И., Лебедев Е.В. Влияние природных и антропогенных факторов на напряженность геоморфологических процессов на Дальнем Востоке // Геоморфология. 2010. № 2. С. 26–35.
9. Гравис К.Ф. Стадийность в развитии нагорных террас (на примере хр. Удокан) // Вопросы географии Забайкальского Севера. М.: Наука, 1964. С. 133–142.
10. Иванников Ю.К., Онухов Ф.С., Сазыкин А.М., Ставров В.Н. Сейсмологические и неотектонические особенности северо-восточного фланга Бурейнского массива // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С. 42–49.
11. Короткий А.М., Коробов В.В., Скрыльник Г.П. Обвалы и оползни юга Российского Дальнего Востока // Геоморфология. 2009. № 2. С. 50–59.
12. Короткий А.М. Отражения сейсмических процессов в рельефе и геологических разрезах юга Дальнего Востока России // Вестн. ДВО РАН. 2010. № 3. С. 81–92.
13. Короткий А.М., Коробов В.В., Скрыльник Г.П. Признаки перигляциальных склоновых процессов в рельефе и четвертичных отложениях юга Дальнего Востока // Геоморфология. 2010. № 4. С. 47–58.
14. Кривоуццкий А.Е. К проблеме эволюции склонов // Вестн. МГУ. Серия: География. 1964. № 2. С. 40–50.
15. Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.А. Закономерности проявления и модели локализации опасных геологических процессов при сейсмогенной активизации разломов на юге Сибири и в Монголии // Геология и геофизика. 2014. № 8. С. 1294–1313.
16. Николаев В.В., Семенов Р.В., Оскорбин Л.С., Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф., Онухов Ф.С., Ставров В.Н. Сейсмоструктура Нижнего Приамурья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 128 с.
17. Никонов А.А. Палеосейсмологический метод при сейсмическом районировании и оценке сейсмической опасности // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 2/3. М.: Наука, 1995. С. 46–62.
18. Овсяченко А.Н., Трофименко С.В., Новиков С.С., Диденко А.Н., Имаев В.С. Задачи прогноза сейсмической опасности территории Нижнего Приамурья: палеосейсмологический и сейсмологический аспекты // Тихоокеан. геология. 2018. Т. 37, № 2. С. 59–75.
19. Овсяченко А.Н., Трофименко С.В., Мараханов А.В., Карасев П.С., Рогожин Е.А. Сейсмоструктура переходной области от Байкальской рифтовой зоны к орогенному поднятию Станового хребта // Геотектоника. 2010. № 1. С. 29–51.
20. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмология. Владивосток: Дальнаука, 2009. 164 с.
21. Романовский Н.Н., Тюрин А.И., Афонская Л.Г., Волкова В.П. Формирование курумов гольцового пояса гор // Проблемы геокриологии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. С. 12–18.
22. Симонов Ю.Г. Курумы Восточного Забайкалья, их происхождение, развитие и место в палеогеоморфологическом анализе горных стран // Проблемы регионального зимоведения. Вып. 1. Чита: Забайкал. геогр. о-во, 1966. С. 41–44.
23. Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Имаев В.С. Палеоземлетрясения Прибайкалья: методы и результаты датирования // Геодинамика и тектонофизика. 2010. Т. 1, № 1. С. 55–74.
24. Трофимов А.М. Основы аналитической теории развития склонов. Казань: Казан. гос. ун-т, 1974. 90 с.
25. Палеосейсмология / под ред. Дж. Мак-Калина: в 2 т. М.: Науч. мир, 2011. Т. 1. 560 с.; Т. 2. 400 с.
26. Уфимцев Г.Ф. Сейсмичность и структура Байкальского рифта // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 44–49.
27. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 93 с.