

УДК 551.432.7(571.52)

МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА ВНУТРИЛЕДНОГО ПАЛЕОВУЛКАНА ДЕРБИ-ТАЙГА И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ АЗАССКОГО ПЛАТО (ТОДЖИНСКАЯ КОТЛОВИНА, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)[#]

© 2023 г. И. С. Новиков^{1,*}, М. В. Михаревич², С. Г. Прудников³

¹ Институт геологии и минералогии имени академика В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

² Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск, Россия

³ Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, Кызыл, Россия

*E-mail: novikov@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 29.04.2022 г.

После доработки 17.07.2022 г.

Принята к публикации 22.12.2022 г.

Азасское плато в Алтае-Саянской горной области является единственной территорией в умеренных широтах континентальной Евразии, где выявлены внутриледные вулканы, образованные при взаимодействии извергающейся лавы со льдом и талыми водами. Орографический фактор в Тоджинской котловине обуславливал развитие в холодные эпохи мощных покровных ледников, площадь которых оценена в 13 тыс. км². Разнообразие геоморфологических единиц, отражающих историю неотектонического развития, вулканизма и оледенений квартала создает уникальную возможность для выполнения палеогеографических реконструкций. Построена геоморфологическая карта на основе выделения генетически однородных поверхностей. Для последних получены морфометрические показатели, парагенезисы и временные ряды, особое внимание уделено рельефу внутриледных вулканов и следам разновозрастных оледенений.

Установлено трехуровневое строение нижнего яруса внутриледных вулканов, формировавшихся во второй половине позднего плейстоцена при толщине ледового покрова в первые сотни метров; обоснован ледниково-экзарационный генезис микрорельефа, который ранее считался водно-ледниковым (катафлювиальным); возраст склонов вулканов верхнего яруса (за исключением вулкана Дерби-Тайга) ограничен поздним неоплейстоценом и, соответственно, омоложены осложняющие их ледниковые долины и кары. Изучение тел сейсмообвалов и стенок отрыва в ледниковых долинах горного массива Дерби-Тайга и сопоставление их со следами Чуйского землетрясения (2003 г.) позволяет оценить магнитуду вызвавшего их голоценового землетрясения как $M_s = 7.5$. Выявлены противоречия результатов геоморфологических исследований палеогеографической картины, восстанавливаемой на основе лишь абсолютных датировок.

Ключевые слова: генетически однородные поверхности, туйя, покровное оледенение, сейсмообвал

DOI: 10.31857/S294917892302007X, **EDN:** ECPNPG

ВВЕДЕНИЕ

Внутриледные вулканы имеют характерные морфологические и петрологические черты, формирующиеся при взаимодействии извергающейся лавы со льдом и водами, возникшими в результате таяния льда. Такие образования были обнаружены в середине XX века на территориях

Исландии (Noe-Nygaard, 1940) и Канады (Mathews, 1947). В дальнейшем они были довольно подробно изучены в геологическом и геоморфологическом плане (Mathews, 1951, 1952; Allen et al., 1982; Jakobsson, Gudmundsson, 2008; Russell et al., 2014; Moles et al., 2018; Hodgetts et al., 2021). В Евразии внутриледные вулканы встречаются чрезвычайно редко. Наиболее масштабной территорией их распространения является Азасское плато Алтае-Саянской горной области. Четвертичные вулканы были выявлены здесь в ходе работ в 1945–1946 гг. С.В. Обручев и М.Л. Лурье впервые нанесли на карту продукты базальтовых излияний и составили первую схему стратигра-

[#] Ссылка для цитирования: Новиков И.С., Михаревич М.В., Прудников С.Г. (2023). Морфология рельефа внутриледного палеовулкана Дерби-Тайга и прилегающей части Азасского плато (Тоджинская котловина, северо-восточная Тува) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 2. С. 14–25. <https://doi.org/10.31857/S294917892302007X>; <https://elibrary.ru/ECPNPG>

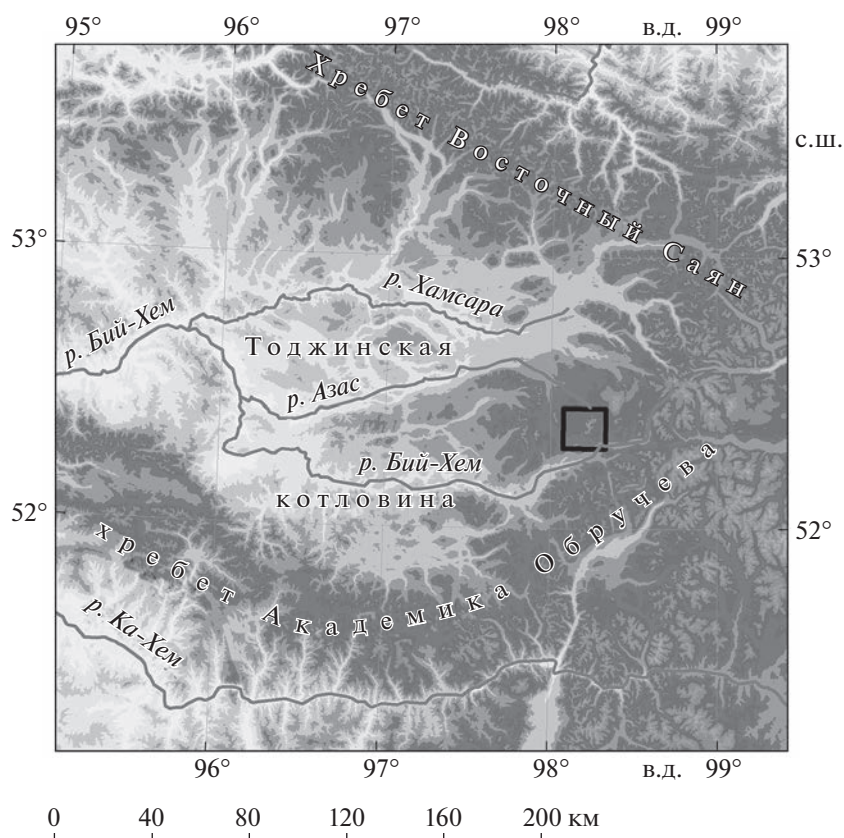


Рис. 1. Схема расположения участка детальных работ на территории Азасского плато. В качестве фона использована трехмерная модель рельефа SRTM.

Fig. 1. Location of detailed study area in the Azas Plateau. 3D terrain model SRTM was used as a background.

фии и тектоники (Лурье, Обручев, 1948). Позднее, в ходе среднемасштабной геологической съемки в середине 1950-х гг. возникло предположение о взаимодействии изверженных пород со льдом (Гросвальд, 1965). Внутриледный характер части вулканических построек был установлен в конце 1990-х гг. (Ярмолюк и др., 1999). Дальнейшее изучение этих образований шло главным образом в петрологическом и геохронологическом направлениях (Yarmolyuk et al., 2001; Демонтерова, 2002; Сугоракова и др., 2003; Arzhannikov et al., 2012). В геоморфологическом отношении внутриледные вулканические постройки изучены намного хуже, и результаты подобных исследований представлены в единичных обзорных работах (Гросвальд, 2003; Komatsu et al., 2007a).

ОРОГРАФИЯ И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Рассматриваемая территория расположена в северо-восточной части Алтае-Саянской горной области, которая включает хребты Восточный Саян и Академика Обручева, восточную оконечность хр. Западный Саян и расположенную между

ними обширную область с низко- и среднегорным рельефом — Тоджинскую котловину. В восточной своей части эта котловина раздваивается, разделяясь системой возвышенностей субширотного простирания на две открытые к западу котловины. Северная котловина (Хамсаринская) дренируется реками Хамсара и Азас, а южная (Серлигхемская) — верховьями Бий-Хема, или Большого Енисея (рис. 1). Абсолютные отметки днищ Хамсаринской и Серлигхемской впадин 1000–1500 м, высоты разделяющих их возвышенностей — от 1500–1900 м на западе и до 2300–2600 м на востоке.

Водораздельные части хребтов, обрамляющих Тоджинскую котловину, как и во всей Алтае-Саянской горной области (Новиков, 1998), образованы наиболее приподнятыми неотектоническими блоками. До начала новейшей активизации местность представляла собой пенеплен мел-палеогенового возраста (Гросвальд, 1965). Денудационная равнина сформировалась на отметках немного превышавших уровень моря мелового и палеогенового возраста, составлявший от 250 до 300 м над современным уровнем (Наз, Al-Qahtani, 2005). Время начала интенсивного воздымания,

судя по данным по сопредельным территориям, составляет около 2 млн л. н. (Novikov, Sokol, 2007). Абсолютные отметки Восточного Саяна колеблются в интервале 2200–2500 м, редко достигая 2800 м. У хр. Академика Обручева высоты водоразделов лежат в диапазоне 2000–2500 м (иногда до 2700 м), а у Западного Саяна составляют 2100–2500 м. Несмотря на незначительные абс. высоты, осевые части хребтов переработаны древними ледниковыми процессами с образованием альпинотипного рельефа. Отставшие в воздымании блоки с абс. отметками вершинных поверхностей в пределах 1200–1700 м образуют нижние ступени хребтов и обширную Тоджинскую котловину между ними. Морфология рельефа котловины достаточно типична для Алтае-Саянской горной области: представлены формы озерного, аллювиального и ледникового происхождения. Однако имеется ряд отличительных особенностей. Во-первых, котловина почти не содержит отложений, коррелятивных новейшему этапу развития. В этом она похожа на Кузнецкую впадину, где, несмотря на обрамляющие ее горные сооружения, процессы выноса на неотектоническом этапе преобладают над процессами аккумуляции (Новиков и др., 2013).

Во-вторых, при достаточно небольших абсолютных высотах в восточной половине котловины в холодные эпохи четвертичного периода развивался покровный ледник площадью, по нашим оценкам, около 13 тыс. км² и толщиной, по оценке М.Г. Гросвальда (1965), около 1 км. Восточный Саян и хр. Академика Обручева, соединяющиеся в своих восточных частях, образовывали ловушку в виде открытой в сторону основного направления влагопереноса “воронки”. Такая позиция обеспечивала здесь повышенное количество атмосферных осадков и более мощное оледенение, чем можно было бы ожидать, исходя из абс. высот территории.

В-третьих, восточная часть котловины входит в ареал неоген-четвертичного вулканизма Северной Монголии и Южной Сибири. Совместные проявления на одной площади покровного оледенения и вулканизма приводят к формированию необычных для внутренних частей континентов в умеренных широтах внутриледных вулканов (рис. 2). Формирование их происходит следующим образом: в результате излияний лав базальтового состава на территории, покрытой мощным ледовым покровом, происходит его локальное таяние, но, так как размеры покрова намного превышают размер образовавшегося озера, то оно оказывается запертым в ледяных берегах. Дальнейшие излияния происходят с формированием в озере вулканического острова, сложенного пиллоулавами и гиалокластитами, представляющими собой туфоподобные массы, сформированные в результате аккумуляции продуктов преобразо-

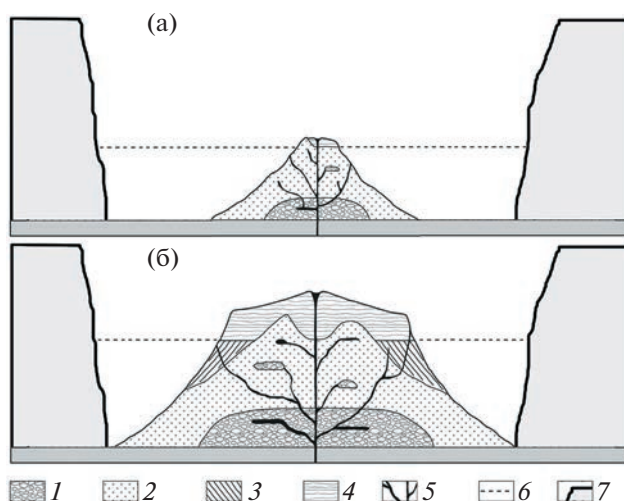


Рис. 2. Схематические разрезы основных типов внутриледных вулканов (по Jakobsson, Gudmundsson, 2008): (а) – тиндар, (б) – туйя. 1 – пиллоулавы, 2 – гиалокластиты, 3 – валунники и пески, 4 – покровные лавы, 5 – дайки и подводящие каналы, 6 – уровень воды, 7 – лед.

Fig. 2. Simplified cross-sections of intraglacial volcano basic types (after Jakobsson, Gudmundsson, 2008): (a) – tindar, (b) – tuyi. 1 – pillow lava, 2 – hyaloclastite, 3 – boulders and sands, 4 – cap lava, 5 – dikes and channel ways, 6 – water level, 7 – ice.

вания базальтовых лав в водной среде. При временном затухании вулканической деятельности, продукты извержений размываются и переоткладываются в виде валунников и песков. В зависимости от количества изверженного материала вулканические постройки могут едва возвышаться над уровнем внутриледного озера и образовывать конические формы рельефа – “тиндары” или же широкие столовые возвышенности, поверхность которых бронирована мощным слоем излившихся в субаэральных условиях лав после того, как вулканическая постройка стала выше уровня воды в озере, – “туйи” (Jakobsson, Gudmundsson, 2008). Если излияния происходили в межледниковья, лавы базальтов в силу высокой температуры и малой вязкости растекались на больших территориях и образовывали маломощные покровы с небольшими шлаковыми конусами, формировавшимися над подводящими каналами на финальных стадиях извержений.

В восточную часть Тоджинской котловины вдается приподнятый блок субширотного простирания с абс. отметками вершинного плато 2000–2100 м, над которым возвышаются четвертичные вулканические постройки с высотами до 2600–2700 м. Эта территория носит название Азасского плато. Основанием вулканических построек служит обширное неоген-раннечетвертичное лавовое поле, сформировавшееся в период 2.1–1.2 млн л. н. (Сугоракова и др., 2003) и занимающее всю водораздельную часть блока.

Геологическое строение внутриледных вулканов можно рассмотреть на примере вулкана Дерби-Тайга, которое достаточно детально описано А.М. Сугораковой и соавт. (2003). Оно полностью соответствует строению классических построек этого типа, описанных на территории Канады и Исландии, показанному на рис. 2. Склоны вулкана Дерби-Тайга образуют гиалокластиты, шаровые лавы, продукты размыва вулканических пород. Как правило, мелкие обломки сложены черным базальтовым стеклом, более крупные обязательно имеют стекловатую внешнюю зону и часто приобретают форму зонально построенных лавовых шаров и подушек, типичных для шаровых лав. Цементирующая масса представлена мелко- и тонкообломочным вулканическим стеклом, в значительной степени хлоритизированным. Разные по размеру обломки хаотически перемешаны в пределах крупных линзообразных залежей гиалокластитов мощностью до 10–15 м. Местами отдельные пачки слоев гиалокластитов разделены крупными линзами палагонитизированного вулканического песка с тонкой горизонтальной слоистостью, перемытого в озерных условиях. В строении вулканокластического комплекса отмечаются также достаточно крупные фрагменты лавовых потоков, в том числе в виде шаровых лав, а также отдельные штокообразные лавовые тела. Последние характеризуются изометричными формами выходов и по вертикали прослеживаются на многие десятки метров. Они отвечают выводящим каналам лавовых излияний. Разнотипные проявления массивных лав (как шаровых, так и штокообразных) имеют стекловатые зоны контактов и заключены в лавовую и гиалокластитовую матрицу. Их контактные поверхности обычно плохо выражены вследствие постепенной смены массивных лав брекчией вулканических стекол. Вулканокластический комплекс составляет основной объем пород вулкана, его видимая мощность составляет более 550 м. Вверх по разрезу он с переслаиванием сменяется серией лавовых потоков сильно пористых базальтов общей мощностью 50–70 м. Последние бронируют вершинное плато Дерби-Тайга. Очевидно, что породы лавовой кровли одновозрастны с вулканокластитам, но изливались уже над уровнем подледного озера. Состав пород вулкана, как лав, так и вулканокластического комплекса, варьирует от субщелочных оливиновых базальтов до базанитов (Сугоракова и др., 2003).

Изотопное датирование гиалокластитов и перекрывающих их базальтов дает представление о времени существования на рассматриваемой территории ледниковых покровов. Так, гиалокластиты внутриледных вулканов Приозерного и Соруг-Чушку-Узю Азасского плато по К-Аг определениям имеют возраст 60–75 тыс. л., что свидетельствует о масштабном (покровном) характере

первого позднеплейстоценового оледенения. Расположенный рядом с ними и извергавшийся явно в субаэральных условиях вулкан Улуг-Аргинский по результатам К-Аг датирования имеет возраст 48 тыс. лет (Yarmolyuk et al., 2001), что должно указывать на полную деградацию ледников в этой части Восточного Саяна в период между первым и вторым позднеплейстоценовыми оледенениями. Второе оледенение в пределах исследуемой территории предположительно носило горно-долинный характер. Возраст ледниковых отложений в долинах Окинского плоскогорья по данным ^{10}Be датирования составляет 16.44 ± 0.38 тыс. л. и 22.80 ± 0.56 тыс. л. (Arzhanikov et al., 2012).

Возраст лавового покрова на вершине горного массива Дерби-Тайга по результатам К-Аг датирования оценивается как 760 ± 50 тыс. л. (Yarmolyuk et al., 2001). Если определения верны, то этот вулкан сформировался внутри мощного раннечетвертичного ледникового щита. Достоверно установленные формы ледникового рельефа и моренные отложения этого возраста в пределах Алтае-Саянской горной области на сегодня не известны. Это послужило основанием для проведения полевого геолого-геоморфологического изучения объекта и построения на район детальной геоморфологической карты. Полевые исследования были проведены в июне–июле 2021 г., в ходе работ использовались космические снимки с разрешением 1 м, геологические карты масштаба 1 : 200 000 и топографические карты масштаба 1 : 50 000; применялся метод выделения генетически однородных поверхностей.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ГОРНОГО МАССИВА ДЕРБИ-ТАЙГА

Горный массив Дерби-Тайга представляет собой столовую возвышенность с абс. высотами вершинного плато 2400–2600 м, расположенную на поверхности плато с отметками 2000–2200 м (рис. 3). Данный массив был выбран нами как полигон для детального исследования, поскольку его геоморфологическое строение типично и для других подобных массивов, а также на его территорию в открытом доступе есть крупномасштабные топографические карты и космические снимки высокого разрешения. В плане полигон имеет форму квадрата со стороной около 17 км. В ходе полевых работ были установлены генетические разновидности элементов рельефа. На этапе последующих камеральных исследований в результате дешифрирования цифровых моделей рельефа и космических снимков высокого разрешения в пределах полигона были выделены генетически однородные поверхности, имеющие на местности размеры более 250 м хотя бы по одному

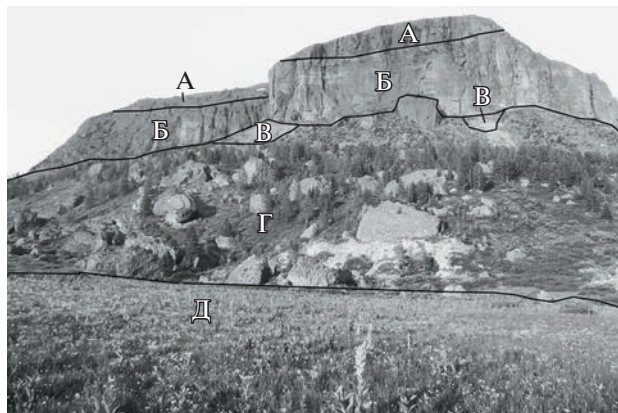


Рис. 3. Внутриледный вулкан Дерби-Тайга. Вид с юго-запада, относительная высота над прилегающей равниной 600 м (фото И.С. Новикова). А — покровные лавы, Б — гиалокластиты, В — валунники и пески, Г — сейсмообвал, Д — базальные лавы.

Fig. 3. Derbi-Taiga intraglacial volcano. View from the southwest, relative height above the adjacent plain 600 m (photo courtesy I.S. Novikov). А — lava cap, Б — hyaloclastite, В — boulders and sands, Г — seismic-induced rockfall, Д — basal lava.

из измерений. Наиболее сложно устроен сам массив; плато, на котором он расположен, имеет более простую геоморфологическую структуру (рис. 4).

Класс аккумулятивных поверхностей. Поверхности ледниковой аккумуляции представлены моренными равнинами (**gl2**) и моренными полями малого ледникового периода (**gl1**). Моренные равнины имеют общий уклон 1–3°, мелкогрядовый микрорельеф с высотой гряд до 1 м при ширине 100–200 м. Сложены они диамиктоном позднеплейстоценовой донной морены с валунами гранитного и базальтового состава диаметром обычно менее 0.5 м, сплошным чехлом перекрывающей поверхность базисной вулканической равнины. Участки сплошного распространения донной морены имеют вытянутую в плане форму (длиной до 7–8 км и шириной 1–2 км). Поверхность задернована и покрыта кустарником. Моренные поля, предположительно относящиеся к малому ледниковому периоду, представлены в пределах полигона единичным участком в верховьях каровой лестницы, врезающей в горный массив Дерби-Тайга с востока. Имеют незадернованную поверхность с общим уклоном до 5° с бугристо-грядовым микрорельефом, сложены диамиктоном с плохо окатанными валунами размером до 1–2 м, налегающим на задернованную поверхность позднеплейстоценовой донной морены.

Поверхности озерной аккумуляции представлены песчано-галечными равнинами (**lm1**), расположенными обычно в понижениях моренных равнин. Озерные равнины субгоризонтальные, имеют слегка вытянутую в плане форму (500 × 1500 м).

Как правило, они задернованы, но в центральных частях часто расположены современные мелко-водные озера.

Поверхности гравитационной аккумуляции представлены осыпными конусами и шлейфами (**kl1**), а также телами обвалов (**kl2**). Осыпи и обвалы распространены исключительно в пределах склонов долин, врезаемых со всех сторон в горный массив Дерби-Тайга. Осыпные конусы расположены у подножий крутых склонов долин, где обычно сливаются в шлейфы шириной 100–200 м и протяженностью до 2–2.5 км. Угол наклона осыпей варьирует от 28 до 38° в зависимости от крупности слагающих их обломков. Обвалы тяготеют к подножьям склонов ступенчатых каровых долин горного массива Дерби-Тайга. Они развиты преимущественно в долинах, врезающихся в него с запада и востока. Судя по налеганию на задернованную поверхность современных пойм и практически полному отсутствию эпигенетических изменений, обвалы имеют голоценовый возраст. Они представляют собой изометричные тела с бугристой субгоризонтальной поверхностью и крутым (30–35°) уступом по внешней границе. Размеры наиболее крупных обвальных тел достигают 1 км в поперечнике, иногда отдельные обвалы сливаются в протягивающиеся вдоль подножья склонов полосы шириной 150–500 м и протяженностью до 2.5 км. Тела обвалов в основном сложены обломками гиалокластитов, размер которых может достигать 20–35 м в поперечнике; некоторые крупные обломки укатились на 50–150 м от внешней границы этих тел. По всем признакам данные обвалы имеют сейсмогенное происхождение. При этом на изученной территории тектоногенные уступы и системы сейсмогенных разрывов не обнаружены. Неотектонический разлом, с которым связано землетрясение, вызвавшее масштабное обрушение склонов долин горного массива, проходит за пределами изученной территории. Вероятнее всего он образует восточное ограничение хр. Улуг-Арга в 19 км к западу от центра массива Дерби-Тайга, которое уже отмечалось в качестве сейсмогенной структуры (Аржанников, 2000). Сейсмообвалы аналогичного масштаба в сходной геоморфологической ситуации сформировались в 2003 г. на Горном Алтае в ходе землетрясения с $M_s = 7.5$ (Лунина и др., 2006).

Аккумулятивные поверхности временных водотоков имеют незначительное распространение в пределах рассматриваемой территории. Они представлены конусами выноса (**pl1**), сформировавшимися в позднем неоплейстоцене при размыве слабосцементированных гиалокластитовых толщ внутриледных вулканов в ходе дегляциации. Задернованные пролювиальные поверхности имеют наклон 5° и сложены гравийно-глинистым материалом. Они локализованы у южных и западных подножий горного массива Дерби-Тайга, ко-

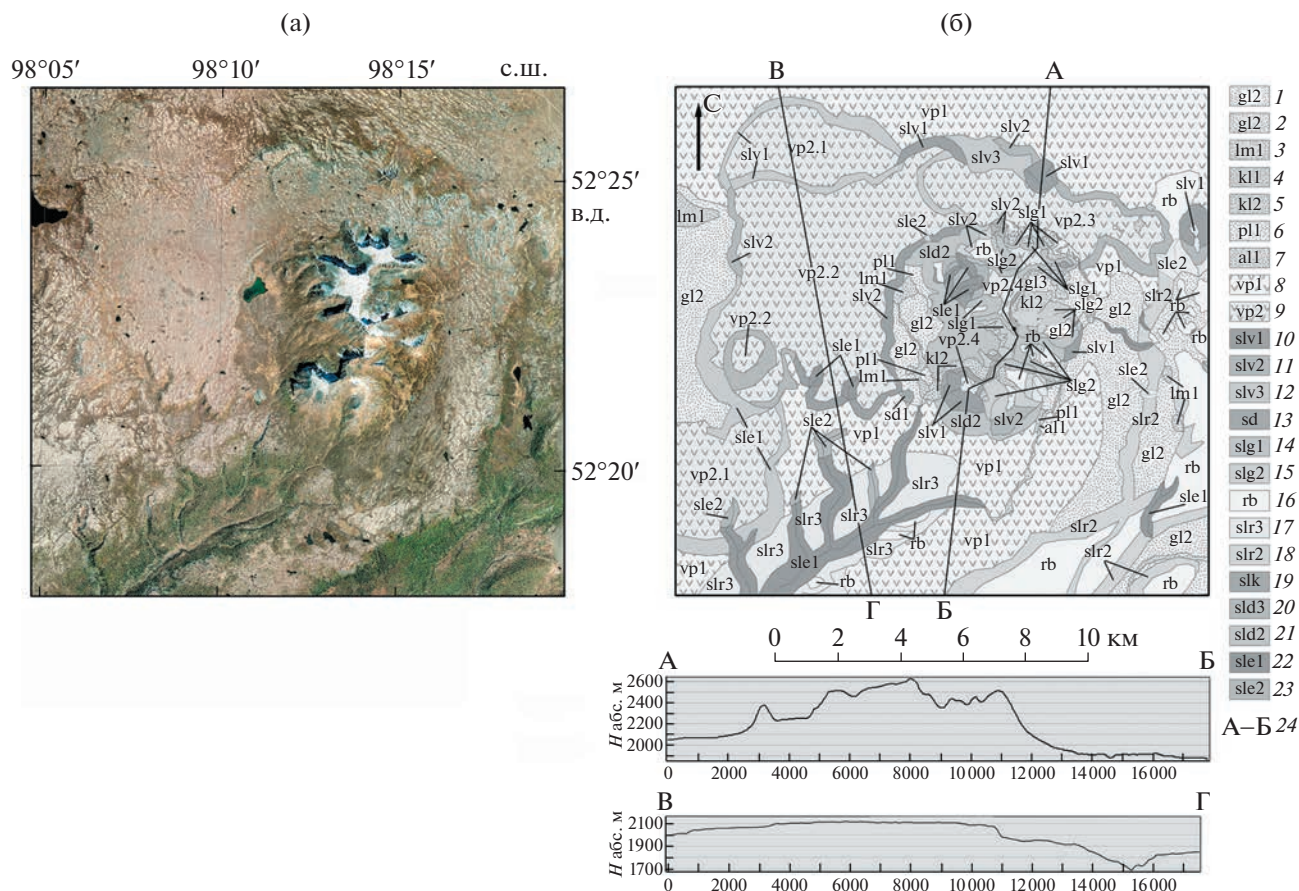


Рис. 4. Космический снимок LANDSAT (А) и геоморфологическая карта (Б) района внутриледного вулкана Дерби-Тайга. *Генетически однородные поверхности. Аккумулятивные:* 1 – моренные равнины, 2 – моренные поля малого ледникового периода, 3 – озерные равнины, 4 – осыпные конусы, 5 – тела обвалов, 6 – пролювиальные конусы, 7 – пойма и первая надпойменная терраса, 8 – базисная вулканическая равнина, 9 – вершинные плато внутриледных вулканов; *склоны внутриледных вулканов:* 10 – крутые, 11 – средней крутизны, 12 – пологие; *денудационные:* 13 – отпрепарированные подводящие каналы вулканов; *склоны ледниковых долин:* 14 – крутые, 15 – средней крутизны; 16 – экзарационные равнины; *экзарационные склоны:* 17 – пологие, 18 – средней крутизны; 19 – стенки отрыва обвалов; 20 – пологие привершинные склоны; 21 – средней крутизны склоны подножий (педименты); *склоны эрозионных долин:* 22 – крутые, 23 – средней крутизны; 24 – линии гипсометрических профилей.

Fig. 4. Satellite image LANDSAT (a) and geomorphological map (b) of Derbi-Taiga intraglacial volcano. *Land units. Accumulative:* 1 – moraine plains, 2 – moraine areas of the Little Ice Age, 3 – lake plains, 4 – talus cones, 5 – rockfall bodies, 6 – proluvial cones, 7 – floodplain and the first floodplain terrace, 8 – basal volcanic plain, 9 – top plateaus of intraglacial volcanoes; *intraglacial volcano slopes:* 10 – steep, 11 – average steepness, 12 – gentle; *denudation:* 13 – prepared channelways of volcanoes; *glacial valleys slopes:* 14 – steep, 15 – average steepness; 16 – exaration flats; *exaration slopes:* 17 – gentle, 18 – average steepness; 19 – rockfalls rupture surfaces; 20 – gentle upper slopes; 21 – foothill slopes of average steepness – pediments; *erosion valley slopes:* 22 – steep, 23 – average steepness; 24 – hypsometric curve lines.

торые в силу экспозиции раньше и быстрее освобождались от ледникового покрова; активно используется местными оленеводами в качестве летних пастбищ.

Аккумулятивные поверхности постоянных водотоков, стекающих с западного, южного и восточного склонов горного массива Дерби-Тайга представлены сближенными по высоте поймой и первой надпойменной террасой (a11). Их ширина на субгоризонтальных участках моренных и вулканических равнин достигает 100 м за счет блуждания водотоков. В днищах эрозионных долин они, как правило, менее 10 м шириной и не выра-

жаются в масштабе карты. Сложены днища эрозионных долин валунно-галечными отложениями, частично задернованы и покрыты кустарником.

Поверхности вулканической аккумуляции являются самыми распространенными на рассматриваемой территории и составляют более 75% ее площади. Они образуют несколько высотных уровней ступенчатой равнины Азасского плато. Наименьшие гипсометрические отметки имеет базисная вулканическая равнина (vp1). Она сформировалась до начала или на ранних этапах неотектонической активизации при массовых излияниях базальтов на нерасчлененную поверхность

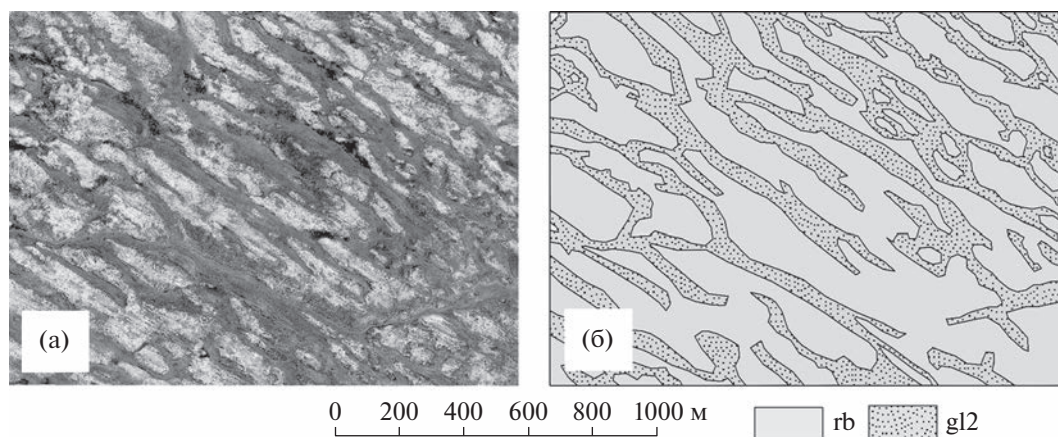


Рис. 5. Характер преобразования поверхности Азасского плато: (а) — космический снимок LANDSAT, (б) — геоморфологическая карта. rb — поверхности донной экзарации, gl2 — поверхности, сложенные мореными отложениями.

Fig. 5. Pattern of transformation of the Azas Plateau surface: (a) — satellite image LANDSAT, (b) — geomorphological map. rb — bottom exaration surfaces, gl2 — surfaces of moraine accumulation.

мел-палеогенового пенеппена. Мощность базальтов в краевых частях Азасского плато местами достигает 250 м. В центральной части она, вероятно, не превышает 50 м, поскольку там базальты не перекрывают сложенные гранитами остаточные возвышенности пенеппена. Определение К-Аг методом возраста базальтов этой вулканической равнины показывает, что ее формирование происходило в интервале 2.1–1.2 млн л. н. (Сугоракова и др., 2003). Поверхность базальной равнины субгоризонтальная с небольшими уклонами в сторону северной и южной границ Азасского плато. В пределах полигона ее высотные отметки в центральной части составляют 2100–2150 м, на южной границе 1850–1860 м (среднее снижение 30 м на 1 км). Абсолютные отметки вдоль северной границы полигона — 2000–2050 м (среднее снижение 20 м на 1 км).

Базисная вулканическая равнина Азасского плато и вершинные плато внутриледных вулканов нижнего уровня несут на себе следы обработки покровным ледником в виде системы выпуклых протяженных валов, понижения между которыми заполнены материалом донной морены (рис. 5). Системы валов немного напоминают следы деятельности талых вод, образующихся при катастрофической дегляциации в ходе вулканических извержений, зафиксированных в Исландии (Björnsson, 2003). Основываясь на этом сходстве, некоторые исследователи считают, что микрорельеф поверхности Азасского плато сформировался аналогичным образом (Komatsu et al., 2007b). Однако известные в пределах Алтае-Саянской горной области следы катастрофических потоков имеют совершенно другую морфологию и локализацию в структуре рельефа (Новиков, Парначев, 2000) и всегда находятся в тесной корреляции с характерными отложениями (Зольников, Деев, 2012; Зольников и др., 2021), что не позволя-

ет присоединиться к мнению Г. Комацу с соавторами.

Над базисной вулканической равниной возвышается серия внутриледных вулканов, высота которых зависит от глубины внутриледных озер, которая, вероятно, прямо связана с толщиной ледового покрова Азасского плато на момент извержения. Морфологически внутриледные вулканы представляют собой столовые возвышенности, имеющие изометричную в плане форму и поперечные размеры от 2 до 7 км, они образуют несколько гипсометрических уровней. Нижний из них (**vp2.1**) имеет абс. отметки 1950–2050 м, возвышаясь над базисной равниной на 40–70 м; следующий по высоте (**vp2.2**) имеет отметки 2100–2150 м, а третий уровень (**vp2.3**) — 2170–2220 м. Наибольшие высотные отметки, составляющие 2500–2570 м (максимальная — 2654 м), имеет вершинное плато горного массива Дерби-Тайга (**vp2.4**).

Вершинные плато внутриледных вулканов обрамляют склоны, отделяющие их от базисной равнины или вершинных плато более низких уровней. Они подразделяются на крутые склоны внутриледных вулканов (**slv1**) — 25–29°, склоны средней крутизны (**slv2**) — около 20° и пологие (**slv3**) — около 15°. Поскольку одна постройка может иметь склоны разной крутизны, их наклон, вероятно, не связан с возрастом и, скорее всего, является результатом особенностей взаимодействия с водой или льдом, ограничивавшим растекание продуктов извержения. Склоны всех внутриледных вулканов полигона, за исключением вулкана Дерби-Тайга, сформировались в позднем неоплейстоцене и слабо расчленены последующей эрозией. В ходе дальнейшего экзогенного преобразования геоморфологическая структура горных массивов, образованных внутриледным вулканизмом, существенно усложнилась в ре-

зультате отступления склонов и расчленения массивов ледниковыми, эрозионными и гравитационными процессами, а также за счет аккумуляции выносимого материала в пределах днищ формирующихся долин и у подножья склонов. Сейчас в пределах наиболее древних внутриледных вулканов представлены практически все разновидности геоморфологических элементов Азасского плато, как аккумулятивного, так и денудационного генезиса.

Отдельные внутриледные вулканы при своем формировании не выросли выше уровня внутриледного озера. В этом случае у них не сформировано вершинное плато, и они имеют форму конуса.

Класс денудационных поверхностей. Поверхности избирательной денудации крайне редки на территории Азасского плато и в пределах полигона представлены единственным элементом — склонами холма крутизной около 20–25°, представляющего собой отпрепарированный подводящий канал вулкана (**sd1**). Высота холма около 60 м, диаметр 350 м, он сложен хорошо раскристаллизованными толстоплитчатыми порфировидными долеритами, резко контрастирующими с остальными вулканитами территории.

Ступенчатые каровые долины (каровые лестницы) в пределах полигона развиты только в горном массиве Дерби-Тайга. Они врезаны в него со всех сторон, расчленив его до такой степени, что от вершинного плато первоначальной площади примерно 13 км² к настоящему времени сохранилось только около 2 км², т.е. около 15%. В южной части массива долины противоположных склонов уже встретились верховьями, где образовался гребневидный водораздел с высотами на 50–100 м ниже прилегающих участков вершинного плато. Длина долин составляет обычно 1.5–2.5 км, ширина 1–1.5 км, глубина — около 300 м.

Склоны ледниковых долин, как правило, состоят из двух частей. Экзарационная — выпаханная — нижняя часть в условиях Алтае-Саянской области обычно перекрыта осыпями. Верхние две трети склона ледниковых долин — обвально-осыпные, изрезанные кулуарами.

Таким образом, выделяются склоны ледниковых долин крутые (**slg1**) и средней крутизны (**slg2**). Крутые склоны часто осложнены стенками отрыва обвалов, на таких участках их крутизна достигает 50–75°. Они слабо расчленены лавинно-осыпными лотками (кулуарами), в основании которых всегда расположен осыпной шлейф. Обращены крутые склоны обычно на СВ и В. Склоны средней крутизны имеют углы наклона, близкие к естественному откосу — 29–33°. Они обычно на всю высоту покрыты маломощным слоем коллювия, сквозь который проступают скальные породы.

Поверхности экзарации, образующиеся за счет выпаживания при движении ледника, широко

ко распространены в пределах участка, но, как правило, на них формируется микрорельеф, незначительно изменяющий первичные поверхности вулканической аккумуляции. Если изменения незначительные, на карте такие поверхности показываются как базальтовые плато. Если экзарационные процессы полностью преобразуют исходную поверхность, то такие участки изображены как экзарационные. Среди них выделяются собственно экзарационные поверхности (**rb**) и экзарационные склоны пологие (**slr3**) и средней крутизны (**slr2**). Экзарационные поверхности имеют углы наклона от 0 до 5°, к ним могут быть отнесены днища каровых лестниц массива Дерби-Тайга и ложбин растекания покровного ледника, по которым ледовые массы двигались с Азасского плато на ЮЗ. Глубина этих трогов 350–400 м при ширине от 3 до 4 км. Экзарационные склоны образуют борта ложбин растекания и ригели каровых лестниц. Среди них выделяются крутые (24–29°) и средней крутизны (15–20°). От склонов ледниковых долин они отличаются очень слабым развитием осыпных процессов и сохранностью первичных структур ледовой обработки типа бараньих лбов. В пределах днищ ступенчатых каровых долин также сохранились ледниковые борозды и бараньи лбы. В пределах ложбин растекания склоны частично задернованы, а ниже абс. высот 1800–1900 м покрыты разреженной лесной растительностью, среди которой также проступают многочисленные бараньи лбы.

Поверхности гравитационной денудации представлены стенками отрыва обвалов (**slk1**). Они осложняют борта ледниковых долин, образуя в них выемки в форме цирков. Стенки отрыва имеют крутизну 50–75°, протяженность 1500–2500 м и высоту от 120 до 280 м.

Делювиальные склоны представлены на территории двумя видами, развитыми только в пределах массива Дерби-Тайга. Это пологие привершинные склоны (**sld3**) крутизной 11–15°, занимающие промежуточную позицию между субгоризонтальным вершинным плато и крутыми склонами ледниковых долин. Сюда мы относим и педименты средней крутизны (**sld2**), образующие южное и западное подножия массива Дерби-Тайга. Они имеют углы наклона 7–11° и выработаны в толще гиалокластиков в ходе отступления склонов горного массива. Ширина педиментов составляет от 300 до 900 м, нижняя их граница смыкается с базальтовым плато основания.

V-образные эрозионные долины мало распространены в пределах полигона. Как правило, они имеют незначительные размеры и приурочены к местам пересечения водотоками уступов, ограничивающих низкие внутриледные вулканы, или ригелей в днищах ледниковых долин. Длина эрозионных долин обычно менее 2000 м, ширина не

превышает 300 м, а глубина — 40–50 м. Единственным исключением является врезанная в дно широкой экзарационной ложбины растекания в южной части полигона более узкая и глубокая эрозионная долина протяженностью более 8 км с системой северных притоков длиной до 3 км, шириной до 600 и глубиной до 180 м, которая, вероятно, образовалась при опорожнении внутриледных озер в ходе последней дегляциации. В их пределах могут быть выделены: крутые (20–25°, редко до 30°) склоны эрозионных долин (**sle1**), склоны средней крутизны (**sle2**), обычно развитые в верховьях долин и имеющие уклон 15–20°.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По мнению А.М. Сугораковой и соавт. (Litasov et al., 2001; Сугоракова и др., 2003), Азасское плато в пределах рассматриваемого полигона имеет двухъярусное строение. Нижний ярус образует лавовое плато, поверхность которого имеет резкий экзарационный грядово-холмистый рельеф с пологим понижением на северо-запад (1–3°) и абс. отметками 2200–1250 м. Поверхность лавового плато интенсивно обработана ледником — присутствуют экзарационные ложбины, моренные валуны. Верхний ярус образуют многочисленные возвышения до 400–700 м над сглаженными междуречьями плато типа столовых гор — останцы вулканических сооружений. Вершинные поверхности этих строений чаще всего бронированы лавами, имеют плоскую форму и углы наклона до 5–7°. Таким образом, в ходе предшествующих исследований возникло мнение, что Азасское плато сложено, главным образом, древними покровными базальтами, излившимися в доледниковую эпоху, над которыми возвышаются вулканические постройки, часть из которых сформировалась во внутриледных условиях.

Наши исследования показывают, что строение нижнего яруса рельефа Азасского плато несколько более сложное, поскольку включает помимо собственно базисной равнины еще три уровня, образованные вершинными плато низких, но широких внутриледных вулканов, также формировавшихся в водной среде, но при существенно меньшей толщине льда. Если высокие туйи возникли при покровном оледенении мощностью 1000 м и более, то низкая их разновидность образовалась при толщине ледового покрова в первые сотни метров.

Таким образом, далеко не вся базисная равнина нижнего яруса Азасского плато образовалась в период 2.1–1.2 млн л. н. (Сугоракова и др., 2003) в результате излияния базальтов на поверхность слаборасчлененного мел-палеогенового пенеплена в субэразальных условиях. Наши исследования показали, что в ее пределах могут быть выделены невысокие ступени, сформировавшиеся позже в

окружении маломощных ледяных покровов. Судя по отсутствию или очень слабому эрозионному расчленению низких внутриледных вулканов, они полностью или частично сформировались во второй половине позднего плейстоцена. Это свидетельствует против устойчивого мнения (Agzhannikov et al., 2012), что второе позднеплейстоценовое оледенение имело здесь исключительно горно-долинный характер. Наши исследования показывают, что в пределах Азасского плато оно также было покровным, хотя и менее мощным, подтверждая альтернативную точку зрения (Гросвальд, 2003).

Внутриледный вулканизм сформировал не только отдельные горные массивы, возвышающиеся над относительно ровной поверхностью Азасского плато, но и значительную часть самого плато, образовав на нем обширные низкие столовые возвышенности, высота которых в 10–100 раз меньше ширины, и, при беглом взгляде, эти возвышенности воспринимаются как части нижнего уровня плато.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена по государственным заданиям Тувинского института комплексного освоения природных ресурсов СО РАН (FUF5-2021-0002), Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (FWZN-2022-0036), полевые исследования — при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00605).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аржанников С.Г. (2000). Палеосейсмодислокации в зоне влияния Оттугтайгино-Азасского разлома (Восточная Тува) // Геология и геофизика. Т. 41. № 11. С. 1499–1504.
- Гросвальд М.Г. (2003). Оледенения и вулканизм Саяно-Тувинского нагорья // Известия АН СССР. Серия географическая. № 2. С. 83–92.
- Гросвальд М.Г. (1965). Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 167 с.
- Демонтерова Е.И. (2002). Позднекайнозойский магматизм Восточной Тувы. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 157 с.
- Зольников И.Д., Деев Е.В. (2012). Проблемы диагностики гляциальных суперпаводков неоплейстоцена в Горном Алтае // Лед и снег. Т. 52. № 3. С. 79–86. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-3-79-86>
- Зольников И.Д., Новиков И.С., Деев Е.В. и др. (2021). О фациальном составе и стратиграфическом положении четвертичной верхнеинисейской толщи в Тувинской и Минусинской впадинах // Геология и геофизика. Т. 62. № 10. С. 1377–1390. <https://doi.org/10.15372/GiG2020186>
- Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С. и др. (2006). Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., Ms = 7.5 (Горный Алтай) // Геотектоника. № 3. С. 52–69.

- Лурье М.Л., Обручев С.В. (1948). Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945–1946 гг. // Известия АН СССР. Серия геологическая. № 4. С. 97–114.
- Новиков И.С. (1998). Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология. № 1. С. 82–91.
- Новиков И.С., Парначев С.В. (2000). Морфотектоника позднечетвертичных палеоозер в долинах и межгорных впадинах Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. Т. 41. № 2. С. 227–238.
- Новиков И.С., Черкас О.В., Мамедов Г.М. и др. (2013). Этапы активации и тектоническая делимость Кузнецкого угольного бассейна (Южная Сибирь) // Геология и геофизика. Т. 54. № 3. С. 424–437.
- Сугоракова А.М., Ярмолук В.В., Лебедев В.И. (2003). Кайнозойский вулканизм Тувы. Кызыл: ТувИКОПР, 2003. 90 с.
- Ярмолук В.В., Лебедев В.И., Аракелянц М.М. и др. (1999). Новейший вулканизм Восточной Тувы: хронология вулканических событий на основе К-Аг датирования // Доклады РАН. Т. 368. № 2. С. 244–249.
- Allen C.C., Jercinovic M.J., Allen J.S.B. (1982). Subglacial volcanism in north-central British Columbia and Iceland // Journal of Geology. Vol. 90. No. 6. P. 699–715. <https://doi.org/10.1086/628725>
- Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M. et al. (2012). History of late pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia) // Quaternary Science Reviews. Vol. 49. P. 16–32.
- Björnsson H. (2003). Subglacial Lakes and Jökulhlaups in Iceland // Global and Planetary Change. Vol. 35. Iss. 3–4. P. 255–271.
- Haq B.U., Al-Qahtani A.M. (2005). Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // GeoArabia. No. 10. P. 127–160. <https://doi.org/10.2113/geoarabia1002127>
- Hodgetts A.G.E., Mc Garvie D., Tuffen H., Simmons I.C. (2021). The Thorolfssfell tuya, South Iceland – A new type of basaltic glaciovolcano // Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 411. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107175>
- Jakobsson S.P., Gudmundsson M.T. (2008). Subglacial and intraglacial volcanic formations in Iceland // Jökull. No. 58. P. 179–196. <https://doi.org/10.33799/jokull2008.58.179>
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Ershov K. (2007a). Geomorphology of subglacial volcanoes in the Azas Plateau, the Tuva Republic, Russia // Geomorphology. Vol. 88. Iss. 3–4. P. 312–328. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.002>
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Ori G.G. (2007b). Origin of glacial-fluvial landforms in the Azas Plateau volcanic field, the Tuva Republic, Russia: Role of ice-magma interaction // Geomorphology. Vol. 88. Iss. 3–4. P. 352–366. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.003>
- Litasov Y., Hasenaka T., Litasov K. et al. (2001). Petrologic characteristics of Cenozoic alkaline basalts from the Azas Plateau, northeast Tuva (Russia) // Northeast Asian Studies. Sendai, Japan: Tohoku University, Center for Northeast Asian Studies. Vol. 6. P. 201–226.
- Mathews W.H. (1947). “Tuyas”, flat-topped volcanoes in northern British Columbia // American Journal of Science. Vol. 245. No. 9. P. 560–570. <https://doi.org/10.2475/ajs.245.9.560>
- Mathews W.H. (1951). The Table, a flat-topped volcano in southern British Columbia // American Journal of Science. Vol. 249. No. 11. P. 830–841. <https://doi.org/10.2475/01.2019.02>
- Moles J.D., McGarvie D., Stevenson J.A., Sherlock S.C. (2018). Geology of Tindfjallajökull volcano, Iceland // Journal of Maps. Vol. 14. No. 2. P. 22–31. <https://doi.org/10.2475/ajs.250.8.553>
- Noe-Nygaard A. (1940). Sub-glacial volcanic activity in ancient and recent times (studies in the palagonite-system of Iceland No. 1) // Folia Geograph. Danica. København: I Kommission Hos H. Hagerups Forlag. Vol. 1. No. 2. 67 p.
- Novikov I.S., Sokol E.V. (2007). Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia // Acta Petrologica Sinica. Vol. 23. No. 7. P. 1561–1572.
- Russell J.K., Edwards B.R., Porritt L., Ryane C. (2014). Tuyas: a descriptive genetic classification // Quaternary Science Reviews. Vol. 87. P. 70–81. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.01.001>
- Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Sugorakova A.M. et al. (2001). The Eastern Tuva region of recent volcanism in Central Asia: periods, products and types of volcanic activity // Volcanology and Seismology. No. 3. P. 3–32.

MORPHOLOGY OF THE RELIEF OF THE INTRAGLACIAL PALEOVOLCANO DERBY-TAIGA AND THE ADJACENT PART OF THE AZASS PLATEAU (TODZHA BASIN, NORTH-EASTERN TUVA)¹

I. S. Novikov^{a, #}, M. V. Miharevich^b, and S. G. Prudnikov^c

^a Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, Russia

^b Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Raw Materials, Novosibirsk, Russia

^c Tuvinian Institute for Exploration of Natural Resources of SB RAS, Kyzyl, Russia

[#]E-mail: novikov@igm.nsc.ru

The Azass Plateau in the Altai-Sayan mountain region is the only known territory in the continental Eurasia know for distribution of intraglacial volcanoes formed by the interaction of erupting lava with ice and melt

¹ For citation: Novikov I.S., Miharevich M.V., Prudnikov S.G. (2023). Morphology of the relief of the intraglacial paleovolcano Derby-Taiga and the adjacent part of the Azass Plateau (Todzha Basin, north-eastern Tuva). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 14–25 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S294917892302007X>; <https://elibrary.ru/ECPNPG>

waters. The orographic factor in the Todzha Basin caused the development of thick shield glaciers covering the area of approximately 13000 km² during cold epochs.

The variety of geomorphological units reflecting the history of neotectonic evolution, volcanism and Quaternary glaciations creates a unique opportunity to perform paleogeographic reconstructions. The geomorphological map is constructed based on the selection of genetically homogeneous surfaces. Morphometrical indicators, paragenesis and time series were obtained for the later. A special attention was paid to the relief of intraglacial volcanoes and traces of glaciations of different ages.

The lower level of intraglacial volcanoes formed in the second half of the Late Pleistocene was subdivided into three levels. These volcanoes formed under a few hundreds of meters of ice. The glacial-exaration genesis of microrelief under the influence of the inland ice was established as appose to the previously accepted water-glacial (catafluvial) genesis. The age of the upper slopes of volcanoes (except the Derbi-Taiga volcano) is the Late Pleistocene. Consequently, glacial valleys and kars complicating them are rejuvenated.

The study of the rockfall bodies triggered by an earthquake and rockfalls rupture surfaces in glacial valleys of the Derbi-Taiga mountain massif and their comparison with the traces of the Chuya earthquake (2003) allowed to estimate the $M_s = 7.5$ magnitude of the Holocene earthquake that caused them.

Presented results of the geomorphological investigation contradict the paleogeographic reconstructions performed earlier on the basis of absolute dating.

Keywords: genetically homogeneous planation surfaces, tuya, intraglacial volcanoes, inland ice, seismic rock-fall

ACKNOWLEDGMENTS

The work was carried out according to the state tasks of Tuvian Institute for Exploration of Natural Resources of Siberian Branch of RAS (FUFs-2021-0002), Sobolevs Institute of Geology and Mineralogy of Siberian Branch of RAS (FWZN-2022-0036), field research with the support of RFBR (project No. 20-05-00605).

REFERENCES

- Allen C.C., Jercinovic M.J., Allen J.S.B. (1982). Subglacial volcanism in north-central British Columbia and Iceland. *Journal of Geology*. Vol. 90. No. 6. P. 699–715.
- Arzhannikov S.G. (2000). Paleoseismodislocations in the Ottugtaigino-Azassky fault zone: (Eastern Tuva). *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)*. Vol. 41. No. 11. P. 1499–1510. (in Russ.)
- Arzhannikov S.G., Braucher R., Jolivet M. et al. (2012). History of late pleistocene glaciations in the central Sayan-Tuva Upland (southern Siberia). *Quaternary Science Reviews*. Vol. 49. P. 16–32. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.06.005>
- Björnsson H. (2003). Subglacial Lakes and Jökulhlaups in Iceland. *Global and Planetary Change*. Vol. 35. Iss. 3–4. P. 255–271. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00130-3](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00130-3)
- Demonterova E.I. (2002). *Pozdněkainozoiskii magmatizm Vostochnoi Tuvy* (Late Cenozoic magmatism of Eastern Tuva). PhD thesis. Irkutsk: Institute of the Earth's Crust, SB RAS. 157 p. (in Russ.)
- Grosval'd M.G. (1965). *Razvitiye rel'efa Sayano-Tuvinskogo nagor'ya* (The Sayano-Tuva highlands relief development). M.: Nauka (Publ.), 167 p. (in Russ.)
- Grosval'd M.G. (2003). Glaciations and volcanism of the Sayano-Tuva Highlands. *Izvestia AN. Seriya geograficheskaya (Academy of Sciences news. Geographical series)*. No. 2. P. 83–92. (in Russ.)
- Haq B.U., Al-Qahtani A.M. (2005). Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*. No. 10. P. 127–160. <https://doi.org/10.2113/geoarabia1002127>
- Hodgetts A.G.E., Mc Garvie D., Tuffen H., Simmons I.C. (2021). The Thórólfsfell tuya, South Iceland – A new type of basaltic glaciovolcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 411. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107175>
- Jakobsson S.P., Gudmundsson M.T. (2008). Subglacial and intraglacial volcanic formations in Iceland. *Jökull*. No. 58. P. 179–196. <https://doi.org/10.33799/jokull2008.58.179>
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Ori G.G. (2007). Origin of glacial-fluvial landforms in the Azas Plateau volcanic field, the Tuva Republic, Russia: Role of ice-magma interaction. *Geomorphology*. Vol. 88. Iss. 3–4. P. 352–366. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.003>
- Komatsu G., Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Ershov K. (2007). Geomorphology of subglacial volcanoes in the Azas Plateau, the Tuva Republic, Russia. *Geomorphology*. Vol. 88. Iss. 3–4. P. 312–328. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.12.002>
- Litasov Y., Hasenaka T., Litasov K. et al. (2001). Petrologic characteristics of Cenozoic alkaline basalts from the Azas Plateau, northeast Tuva (Russia). *Northeast Asian Studie. Sendai, Japan: Tohoku University, Center for Northeast Asian Studies*. Vol. 6. P. 201–226.
- Lunina O.V., Gladkov A.S., Novikov I.S. et al. (2006). Seismogenic deformations and stress fields in the fault zone of the 2003 Chui earthquake, $M_s = 7.5$ (Gorny Altai). *Geotectonika (Geotectonics)*. No. 3. P. 52–69. (in Russ.)
- Lurie M.L., Obruchev S.V. (1948). Geological research in northeastern Tuva in 1945–1946. *Izv. AN SSSR. Seriya geologicheskaya (Izv. Academy of Sciences of the USSR, geological series)*. No. 4. P. 97–114. (in Russ.)
- Mathews W.H. (1947). “Tuyas”, flat-topped volcanoes in northern British Columbia. *American Journal of Science*. Vol. 245. No. 9. P. 560–570. <https://doi.org/10.2475/ajs.245.9.560>

- Mathews W.H. (1951). The Table, a flat-topped volcano in southern British Columbia. *American Journal of Science*. Vol. 249. No. 11. P. 830–841. <https://doi.org/10.2475/01.2019.02>
- Mathews W.H. (1952). Ice-dammed lavas from Clincer mountain, southern British Columbia. *American Journal of Science*. Vol. 250. No. 8. P. 553–565. <https://doi.org/10.2475/ajs.250.8.553>
- Moles J.D., McGarvie D., Stevenson J.A., Sherlock S.C. (2018). Geology of Tindfjallajökull volcano, Iceland. *Journal of Maps*. Vol. 14. No. 2. P. 22–31.
- Noe-Nygaard A. (1940). Sub-glacial volcanic activity in ancient and recent times (studies in the palagonite-system of Iceland No. 1). *Folia Geograph. Danica*. Kobenhavn: I Kommission Hos H. Hagerups Forlag. Vol. 1. No. 2. 67 p.
- Novikov I.S. (1998). The tectonics role in the Altai Mountains relief evolution. *Geomorfologiya*. No. 1. P. 82–91. (in Russ.).
- Novikov I.S., Parnachev S.V. (2000). Morphotectonics of Late Quaternary Lakes in River Valleys and Intermountain Troughs of Southeastern Altai. *Russian Geology and Geophysics*. Vol. 41. No. 2. P. 228–240.
- Novikov I.S., Sokol E.V. (2007). Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia. *Acta Petrologica Sinica*. Vol. 23. No. 7. P. 1561–1572.
- Novikov I.S., Cherkas O.V., Mamedov G.M. et al. (2013). Activity stages and tectonic division in the Kuznetsk Basin, Southern Siberia. *Russian Geology and Geophysics*. Vol. 54. No. 3. P. 329–339.
- Russell J.K., Edwards B.R., Porritt L., Ryane C. (2014). Tuya: a descriptive genetic classification. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 87. P. 70–81. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.01.001>
- Sugorakova A.M., Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I. (2003). *Kainozoiskii vulkanizm Tuvy* (Cenozoic volcanism of Tuva). Kyzyl: TuvIKOPR (Publ.), 90 p. (in Russ)
- Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Arakelyanc M.M. et al. (1999). Recent volcanism in Eastern Tuva: Chronology of volcanic events based on K-Ar dating. *Doklady RAN (Reports of the Russian Academy of Sciences)*. Vol. 368. No. 2. P. 244–249. (in Russ.)
- Yarmolyuk V.V., Lebedev V.I., Sugorakova A.M. et al. (2001). The Eastern Tuva region of recent volcanism in Central Asia: periods, products and types of volcanic activity. *Volcanology and Seismology*. No. 3. P. 3–32.
- Zol'nikov I.D., Deev E.V. (2012). The problems of identification of the Neo-Pleistocene glacial mega-flood deposits in the Altai Mountains region. *Led i Sneg (Ice and Snow)*. Vol. 52. No. 3. P. 79–86. (in Russ.). <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-3-79-86>
- Zol'nikov I.D., Novikov I.S., Deev E.V. et al. (2021). Facies Composition and Stratigraphic Position of the Quaternary Upper Yenisei Sequence in the Tuva and Minusa Basins. *Russian Geology and Geophysics*. Vol. 62. No. 10. P. 1127–1138. <https://doi.org/10.2113/RGG20204183>