

СОВРЕМЕННАЯ ДЕНУДАЦИЯ МАЛОГО ПРИЛЕДНИКОВОГО ВОДОСБОРА ОЗЕРА ДОНГУЗ-ОРУН

М.И. Успенский¹, С.В. Харченко², А.С. Цыпленков³, М.М. Иванов⁴, В.Н. Голосов⁵

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, лаборатория геохимии природных вод

^{1,3-5} Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, НИЛ эрозии почв и русловых процессов

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии

¹ Мл. науч. сотр., аспирант; e-mail: maksimuspenskii@gmail.com

² Вед. науч. сотр., канд. геогр. наук; e-mail: xar4enkkoff@yandex.ru

³ Науч. сотр., канд. геогр. наук; e-mail: atsyplenkov@gmail.com

⁴ Ст. науч. сотр., канд. геогр. наук; e-mail: ivanovm@igras.ru

⁵ Вед. науч. сотр., д-р геогр. наук; e-mail: gollossov@gmail.com

Динамика наносов в высокогорных водосборах крайне изменчива во времени и пространстве, что необходимо учитывать при хозяйственном освоении территорий. В данной работе исследован высокогорный водосбор оз. Донгуз-Орун, расположенный на северном макросклоне Центрального Кавказа. Мы использовали морфодинамический подход к оценке денудации, дополненный определением коэффициента доставки наносов и двумя независимыми методами для верификации результатов. Было установлено, что ежегодно фоновыми экзогенными геоморфологическими процессами на водосборе мобилизуется около 29 300 м³ материала, что соответствует величине локальной денудации 2,2 мм/год. Однако, при среднем коэффициенте доставки наносов 58% только около 17 000 м³ достигает замыкающего створа, что отвечает величине бассейновой денудации 1,3 мм/год. Большую часть наносов в озерную котловину поставляют флювиальные (преимущественно линейная эрозия временных водотоков и делювиальный смыл), обвально-осыпные, ледниковые и водно-ледниковые процессы. Верификация независимыми методами, включающими оценку объемов наносов в озерной котловине и метод питающих провинций, указывает на то, что рассматриваемый подход завысил значения бассейновой денудации примерно на 3000 м³. Темпы суммарной денудации на исследованном водосборе превышают среднее значение для высокогорной зоны Альп.

Ключевые слова: экзогенные процессы, бюджет наносов, коэффициент доставки наносов, связность потоков наносов, метод питающих провинций, Северный Кавказ

DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.80.4.9

ВВЕДЕНИЕ

Высокая расчлененность рельефа, обилие крутых склонов, низкие температуры, большое количество осадков и разреженность растительного покрова определяют в высокогорьях одни из наиболее высоких темпов денудации на Земле [Walling, Webb, 1996]. При этом климатическая динамика в последние десятилетия (изменения температуры, количества и режима выпадения осадков) способствует еще большему увеличению интенсивности геоморфологических процессов [Beniston, 2005].

Так, для высокогорной зоны Альп отмечено увеличение среднегодовых температур в период с 1900 по 2004 г. на 0,14°C/10 лет [Gilbert, Vincent, 2013]. В высокогорье Тибета на 0,27°C/10 лет в период с 1961 по 2004 г. [Pepin et al., 2015]. По данным с метеорологической станции в Терсколе, для высоко-

горной зоны Кавказа в период с 1961 по 2011 г. не произошло статистически значимого повышения среднегодовой температуры (0,01°C/10 лет), но отмечается повышение температуры в течение летнего и осеннего сезонов [Tashilova et al., 2019; Toropov et al., 2019]. Среднегодовое количество осадков, а также соотношение жидкой и твердой фазы осадков статистически значимо не изменились [Tashilova et al., 2019; Toropov et al., 2019]. Но в целом для горных территорий характерно увеличение повторяемости событий выпадения осадков высокой интенсивности [Hartmann et al., 2013], что, несомненно, влияет на формирование стока, эрозию и транспорт наносов.

Одним из наиболее явных индикаторов изменения климата в горах является таяние ледников. Согласно [Tielidze, Wheate, 2018], в период с 1960 по 2014 г. площадь оледенения Большого Кавка-

за уменьшилась примерно на 29% – с 1674,9 до 1193,2 км². При этом скорость отступления ледников возросла с 0,44%/год между 1960 и 1986 гг. до 0,69%/год между 1986 и 2014 гг. Таяние ледников сопровождается высвобождением коренных пород и обломочного материала. После снятия ледниковой нагрузки обильные скопления незакрепленного растительностью рыхлого материала легко транспортируются экзогенными процессами, а на крутых скальных стенках отмечается увеличение темпов обвально-осыпных процессов.

В настоящее время существуют разнообразные методы оценки темпов как отдельных экзогенных процессов, так и в целом денудации разномасштабных объектов. Однако, комплексных исследований, учитывающих как общий объем транспортируемого материала (локальную денудацию), так и долю материала, доставляемого к замыкающему створу (бассейновую денудацию), в высокогорных водосборах относительно мало [Hinderer, 2012]. Это связано, во-первых, с ограниченностью натурных данных об интенсивности процессов и суммарном стоке наносов. Во-вторых, с трудоемкостью определения связности потоков наносов, то есть особенностей перераспределения материала по пути их переноса от вышележащих областей вниз по каскаду флювиальной сети. В-третьих, с высокой степенью вариативности набора процессов и их темпов в пространстве и времени.

Несмотря на это, развитие инструментов пространственного анализа, данные дистанционного зондирования и накопленные сведения о характерных скоростях экзогенных процессов позволяют производить количественные оценки локальной и бассейновой денудации в горах на уровне порядка величин и с разделением на вклад отдельных денудационных процессов. Подобные исследования в высокогорьях важны как с чисто научной, так и с прикладной точки зрения, поскольку предоставляют возможность проследить развитие геосистем в условиях, где последствия антропогенной нагрузки менее существенны, чем последствия климатических изменений; и учесть специфику транспорта наносов, что необходимо при разработке подходов рационального природопользования.

Цель данного исследования заключается в количественной оценке локальной и бассейновой денудации за счет протекания фоновых экзогенных процессов, а также определении вклада отдельных процессов в суммарную денудацию малого высокогорного водосбора оз. Донгуз-Орун. Под фоновыми подразумеваются те процессы, которые ежегодно протекают на водосборе, в отличие от экстремальных – редких, но высокомагнитудных, в том числе и потенциально опасных, например селей и крупных обвалов.

Объект исследований. Водосбор расположен на высотах 2545–3785 м (высшая точка на части водораздела, проходящей по главному хребту Большого Кавказа, – г. Чегеткара) и имеет площадь 13 км² (рис. 1). Озеро образовалось в результате подпора питающих его ручьев боковой мореной ледника Донгуз-Орун. Притоки озера впадают в него с северо-запада (руч. Медвежий) и с запада (руч. Безыманный) и образуют дельту размерами 350 (С–Ю) на 390 (З–В) м. При этом относительно друг друга они располагаются таким образом, что водосбор руч. Медвежий является северным по отношению к водосбору руч. Безыманный, который в дальнейшем называется южным. В геологическом отношении на водосборе представлены три комплекса. Верхняя и средняя части долины руч. Медвежьего сложены протерозойскими гнейсами и кристаллосланцами слюдяными, а его нижняя и северо-западная приводораздельная часть долины южного притока – протерозойскими кристаллосланцами. Оставшаяся большая часть долины южного притока сложена палеозойскими гранитами биотитовыми [Письменный и др., 2004]. Современное оледенение представлено четырьмя ледниками карово-долинного и висячего типов. В верховьях долины руч. Медвежьего расположен крупнейший из них – ледник Медвежий (0,7 км²). Оставшиеся три расположены в южной долине, а их площадь варьирует от 0,1 до 0,3 км². Согласно данным наблюдений метеорологической станции Терскол, расположенной в 3 км к север-северо-востоку от водосбора на высоте 2140 м, среднегодовое количество осадков составляет около 900 мм, температура самого теплого месяца – 11,9°C (август), самого холодного – (–5,9)°C (январь). Большая часть осадков выпадает в теплый сезон – с мая по сентябрь. Твердые осадки приурочены к периоду с сентября по май. Устойчивый снежный покров залегает на большей части водосбора в период с сентября–октября по май–июнь, сохраняясь в течение всего года только в областях аккумуляции ледников и отдельных теневых участках во внеледниковых областях. Водосбор частично покрыт травянисто-кустарниковой растительностью, преимущественно в нижних частях склонов и отдаленных от современного положения краев ледников участках склонов и днищ долин.

Современный облик водосбора во многом обязан деятельности ледников, водно-ледниковых потоков и нивации в плейстоцене и голоцене. В плейстоценовое время происходило переуглубление долин с последующим отступанием ледников и высвобождением рыхлого материала и коренных пород. Преимущественно в верхних частях склонов развиты крутые скальные стенки, образованные эрозией и нивацией и расчлененные ложбинами, по

которым транспортируется обвальный и лавинный материал. Вниз по долине происходит постепенное выполаживание склонов и накопление гетерогенного рыхлого материала. Так, в средних и нижних частях склонов развит обширный склоновый чехол разного гранулометрического состава, в настоящее время подверженный массовым смещениям грунта. Среди аккумулятивных ледниковых форм наибольшую площадь занимают области аккумуляции основной морены. Но также представлены боковые и конечные гряды, сохранившиеся до наших дней несмотря на активную переработку днищ долин. Конечно-моренные гряды представлены валами, за-

частую переработанными овражной эрозией, высотой до 5 м – в южной долине и 1–2 м – в северной. Боковые моренные гряды имеют высоту над дном до 75 м, постепенно снижаясь вниз по течению ручьев. Флювиогляциальный комплекс рельефа по большей части выражен зандрами, некоторые фрагменты которых формируются в настоящее время в краевых зонах ледников буквально на глазах. Пологие склоны почти полностью перекрыты рыхлым материалом. Они по большей части приурочены к днищам долин и нивальных форм, но также присутствуют (на незначительных площадях в масштабах водосбора) и в местах выхода скальных пород.

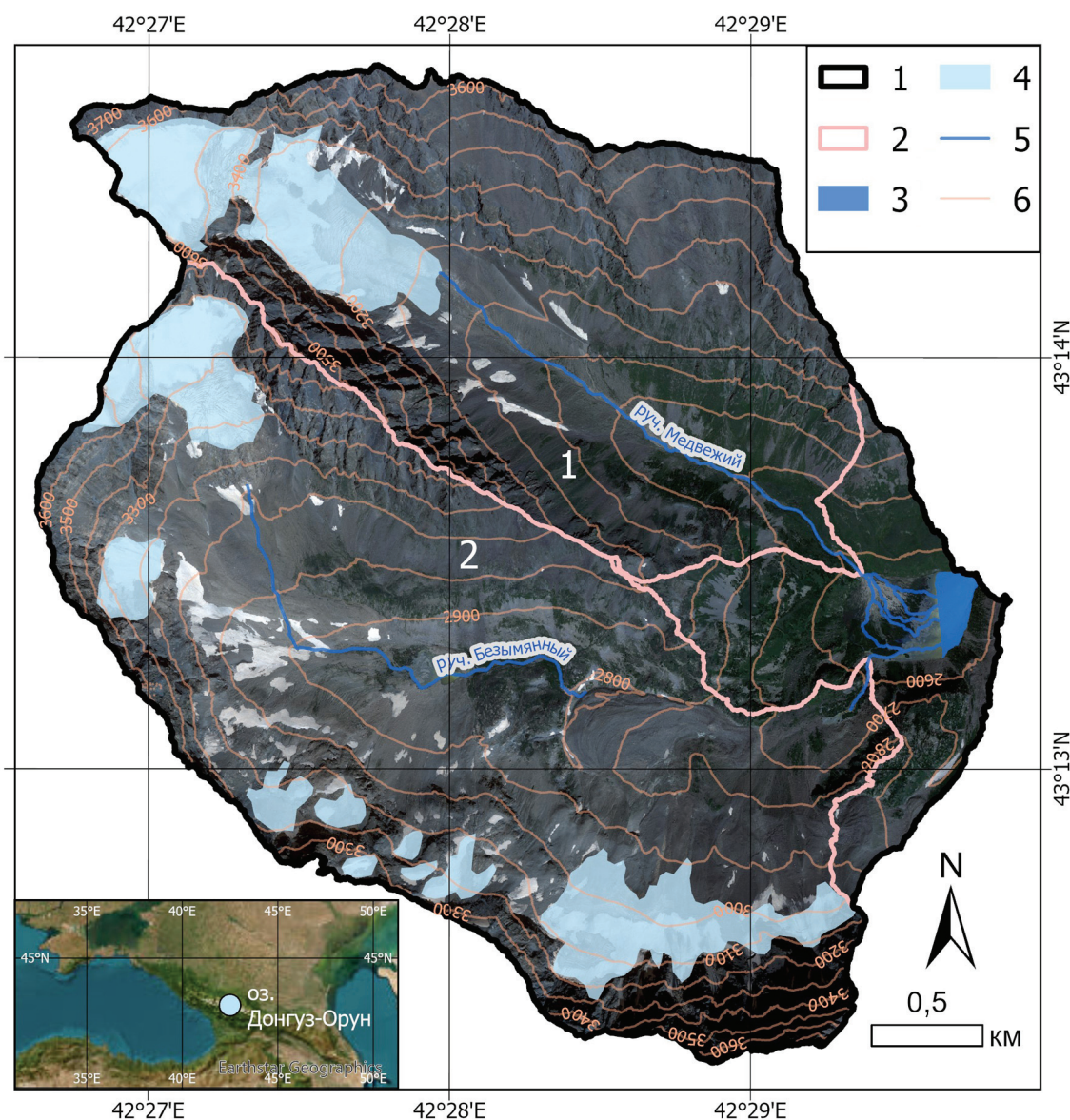


Рис. 1. Положение водосбора оз. Донгуз-Орун: 1 – граница водосбора; 2 – границы суб-водосборов (1 – руч. Медвежий; 2 – руч. Безымянный); 3 – оз. Донгуз-Орун; 4 – ледники (согласно базе данных GLIMS); 5 – ручьи; 6 – изолинии, м над ур. моря

Fig. 1. Location of the Donguz-Orun Lake catchment: 1 – catchment boundary; 2 – sub-catchment boundaries (1 – Medvezhiy Stream; 2 – Nameless Stream); 3 – Donguz-Orun Lake; 4 – glaciers (according to the GLIMS database); 5 – streams; 6 – contours, m a.s.l.

Долины притоков озера при этом имеют различное геоморфологическое строение. Так, долина северного притока представляет собой классическую троговую долину с U-образным поперечным и постепенно выполаживающимся продольным профилем, в то время как для южной долины характерно более сложное устройство. Она была подвержена нескольким центрам оледенения, что привело к формированию ступенчатого продольного профиля и обилию топографических ловушек.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Содержание исследования заключается в дифференцированной по экзогенным процессам оценке локальной и бассейновой денудации водосбора оз. Донгуз-Орун. В работе применяется морфодинамический подход оценки денудации с последующей поправкой на коэффициент доставки наносов (КДН) и заверкой независимыми методами. Применение морфодинамического подхода подразумевает выделение очагов проявления различных экзогенных геоморфологических процессов или их взаимосвязанных групп, проявляющихся на одних и тех же участках. Затем выделенным ареалам присваиваются данные по скорости понижения поверхности (в вертикальной плоскости). Эти скорости могут быть установлены путем непосредственных измерений на стационарах на исследуемых водосборах, либо же на основе анализа опубликованных данных, полученных при проведении исследований для схожих условий. В итоге суммарный объем мобилизуемого материала вычисляется путем умножения площади распространения каждого из исследованных экзогенных процессов на величину понижения поверхности вследствие проявления данного процесса. Этот подход имеет ряд недостатков, о которых будет сказано ниже, в то же время он позволяет получить в первом приближении надежную, интерпретируемую оценку локальной денудации на исследуемом водосборе.

Полученная величина будет превышать бассейновую денудацию, так как чаще всего значительная доля перемещенного материала откладывается в локальных топографических ловушках, иногда – на очень длительный срок. Переход от одной величины (валовой локальной денудации) на водосборе к безвозвратному выносу вещества за пределы водосбора произведен на основе расчета КДН. Данный подход позволяет оценить денудацию на уровне порядка величин. Для верификации результатов произведена оценка темпов седиментации в озерной котловине и применен метод питающих провинций, позволяющий оценить вклад субводосборов в отложения дельты их ручьев.

Картографирование геоморфологических процессов. К числу задействованных в понижении поверхности водосбора фоновых экзогенных геоморфологических процессов относятся ледниковые и водно-ледниковые процессы, обвалы и осыпи, медленные массовые смещения грунта, делювиальный смыв, овражная и русловая эрозия. Карта очагов их распространения была составлена до полевого обследования с использованием стереопары космических снимков WorldView-2 от 31.08.2010 с пространственным разрешением 0,5 м и цифровой модели рельефа (ЦМР) с разрешением 1 м, сгенерированной на основе стереопары. Помимо этого, использовались открытые наборы данных Google Earth за 2009 г. (именно на этот год доступны наиболее свободные от снежного покрова снимки).

По снимкам, ЦМР и ее производным (карта уклонов, экспозиции склонов и др.) выделялись области, обладающие дешифровочными признаками того или иного процесса. Так, крутые участки выходов на поверхность коренных пород классифицировались как области проявления обвально-осыпных процессов. Перекрытые грубообломочным материалом склоны – как ареалы крипа грубообломочного материала. А задернованные травянисто-кустарниковой растительностью и сложенные преимущественно мелкоземом склоны – как ареалы крипа и солифлюкции толщи мелкозема. Свободные от растительного покрова склоны с преимущественно мелкоземистым чехлом относились к контурам плоскостного смыва и ручейковой эрозии в случае нерасчлененного рельефа и к очагам линейной эрозии временных водотоков – в случае наличия врезов от 1 м в поперечнике и отсутствии постоянного стока в теплый сезон. Русловая эрозия постоянных водотоков выделялась при наличии крупных линейных врезов с постоянным стоком в теплый сезон. А ареалы комплекса ледниковых и водно-ледниковых процессов были определены по современному распространению ледяного покрова.

При полевых работах на водосборе оз. Донгуз-Орун была проведена верификация выделенных контуров участков с доминированием того или иного экзогенного процесса, по результатам которой была проведена коррекция карты экзогенных процессов.

Темпы геоморфологических процессов в высокогорьях. Для всех групп процессов характерны те или иные типовые значения скоростей, с которыми эти процессы понижают земную поверхность. На нескольких площадках в пределах высокогорного и среднегорного поясов Кавказа нами были организованы мониторинговые наблюдения за проявлениями обвально-осыпных процессов, крипа и солифлюкции, овражной,

ручейковой и плоскостной эрозии. Наблюдения производились ежегодно в летний сезон, начиная с 2019 г., использованием повторных съемок с беспилотного летательного аппарата (БПЛА) и наземного лазерного сканера, а также методом шпилек [Kedich et al., 2023; Харченко и др., 2023]. Помимо этого, нами был проанализирован обширный массив опубликованных данных по темпам рассматриваемых процессов в схожих ландшафтно-климатических и геолого-геоморфологических условиях, преимущественно в горах Альпийско-Гималайского пояса.

Особая проблема – оценка вклада медленных массовых смещений грунта в общее понижение поверхности. При мониторинге крипа чаще всего оценивают горизонтальную (мм/год) или объемную (см³/см-год) скорости. Нами был разработан алгоритм, позволяющий рассчитать длину проекции нижних сегментов контуров крипа в направлении вдоль горизонталей, далее объемная скорость умножалась на длину проекции; произведение, полученное на втором шаге, делилось на площадь процесса. В совокупности это дает среднюю величину понижения поверхности на всей площади развития процесса (мм/год). При этом физически поверхность может и не понижаться, если отрицательная составляющая бюджета наносов контура компенсируется положительной (за счет выветривания и поступления наносов сверху).

Транспорт наносов. Сами по себе оценки локальной денудации, полученные путем перемножения площади распространения процессов на темпы понижения поверхности вследствие их проявления, не говорят ничего о понижении поверхности всего водосбора, так как большая часть материала остается в его пределах на более низких гипсометрических уровнях.

Определение соотношения переотложенного внутри водосбора и вынесенного за его пределы материала может быть достигнуто за счет оценки КДН. В данной работе КДН рассчитан на основе индекса связности потоков наносов (IC). Связность потоков наносов (sediment connectivity) – это потенциал каждой отдельной частицы пройти все геоморфологические элементы системы от места ее вовлечения в перемещение до места осаждения посредством транспортирующей силы какого-либо геоморфологического процесса [Borselli et al., 2008; Cavalli et al., 2013].

IC для каждой i -й ячейки ЦМР был рассчитан на основе подхода [Borselli et al., 2008], адаптированного к горным условиям [Cavalli et al., 2013], с использованием утилиты SedInConnect 2.3 [Crema, Cavalli, 2018] со скользящим окном 5×5 м для оценки индекса шероховатости (см. ниже):

$$IC_i = \log_{10} \left(\frac{D_{up}}{D_{dn}} \right) = \log_{10} \left(\frac{\bar{W} \bar{S} \sqrt{A}}{\sum_i \frac{d_i}{W_i S_i}} \right), \quad (1)$$

где D_{up} – компонент вышележащей территории, $\bar{W}$ и $\bar{S}$ – средние значения фактора сопротивления к переносу наносов (безразмерная величина) и уклона вышележащей области (м/м), A – площадь вышележащей области (м²); D_{dn} – компонент нижележащей области, d_i – длина (м) пути вдоль i -й клетки, W_i и S_i – фактор сопротивления к переносу наносов (безразмерная величина) и уклон (м/м) i -й клетки.

Весовой коэффициент выражается следующим образом:

$$W = 1 - \left(\frac{RI}{RI_{max}} \right), \quad (2)$$

где RI – индекс шероховатости поверхности на исследуемой территории (м), RI_{max} – максимальное значение индекса шероховатости на исследуемой территории (м).

Индекс шероховатости рассчитывается как стандартное отклонение остаточной топографии в масштабе нескольких метров, где остаточная топография – это разница между исходной ЦМР и ее сглаженной версией. В свою очередь, сглаженная версия ЦМР – это среднее значение высоты исходной ЦМР для скользящего окна $n \times n$ клеток [Cavalli et al., 2013]. Таким образом, индекс шероховатости рассчитывается следующим образом:

$$RI = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n^2} (x_i - x_m)^2}{n^2}}, \quad (3)$$

где n^2 – количество клеток в скользящем окне, x_i – значение высоты для i -й клетки в скользящем окне (м), x_m – среднее значение высоты для n^2 клеток (м).

А значения КДН были получены по формуле, предложенной [Vigiak et al., 2012]:

$$SDR_{Cavalli, i} = \frac{SDR_{max}}{1 + \exp \left(\frac{IC_0 - IC_i}{k} \right)}, \quad (4)$$

где $SDR_{Cavalli, i}$ – значение КДН i -й ячейки ЦМР, SDR_{max} – теоретически максимальная объемная доля наносов с размерностью песка или мельче (т. е. доступная к транспортировке в фоновых условиях ежегодного снеготаяния или сильных, хотя и не экстраординарных, ливней); IC_i – значение индекса связности потоков наносов i -й ячейки; IC_0 – базовое значение индекса связности потоков наносов, калибруемый параметр (при IC_i выше IC_0 преобладает вынос и транзит наносов, ниже – аккумуляция; в данной работе принят $IC_0 = 0,5$ [Borselli et al., 2008]); k – коэффициент, отвечающий нелинейности связи между IC_i [Cavalli et al., 2013] и КДН (чем он ниже, тем более резок скачок в доле доставляемых

в приемный бассейн наносов из их мобилизованной массы; в данной работе он принят равным 1).

Темпы седиментации в озерной котловине. Точный возраст образования озера достоверно неизвестен, в то же время получены лихенометрические датировки существующего ныне моренного вала, формирующего подпруды, которые позволяют оценить его возраст в интервале от 350 до 700 лет [Solomina et al., 2016]. Исходя из предположения, основанного на изучении продольного профиля ниже по течению, а также продольных профилей соседних долин, где на соответствующих отметках нет подпора, можно допустить, что имеющийся здесь выпуклый перегиб профиля – не структурно-геоморфологическая особенность, а исключительно подпор. Последнее позволяет аппроксимировать неизменную часть профиля классическим экспоненциальным уравнением вида:

$$Z = Int + a \cdot \exp^{cX}, \quad (5)$$

где Int – уровень базиса эрозии при нулевом значении X (м), X – длина профиля (м), a – мера, пропорциональная уклону – стартовый уклон (м), c – кривизна профиля, мера его вогнутости (1/м) [Hack et al., 1957].

Восстановив таким способом (разумеется, только приближенно) исходные отметки тальвега долины, возможно реконструировать поверхность днища, продлив профиль склонов (бортов озерной котловины) до тальвега. Наиболее геоморфологически обоснованные оценки связаны с реконструкцией продольного профиля и использованием для интерполяции метода *thin plate splines*, традиционно используемого для интерполяции параметров вдоль линейных объектов (например, в ArcGIS – в инструменте *Toro to Raster* – для конвертации оцифрованных горизонталей в ЦМР). Предполагается, что до того, как озерная котловина приобрела изометричную форму, это была древняя ледниковая долина, освоенная постоянным водотоком.

Метод питающих провинций. Метод питающих провинций в осадочной геологии и геоморфологии (он же метод отпечатка пальцев или *sediment source fingerprinting* в зарубежной литературе) – это подход, используемый для выявления и распределения источников отложений в пределах водосбора какой-либо конкретной точки или речного бассейна. Он позволяет установить долевого вклад участков водосбора, различающихся по своим геохимическим и минералогическим свойствам, и формирующих сток наносов, поступающих в итоге в его замыкающий створ. В контексте изучения денудации этот метод важен потому, что позволяет по эмпирическим данным, полученным в поле и лаборатории, калибровать теоретические модели скорости денудации на водосборе.

Рассматриваемый подход выявления долевого вклада различных источников наносов был применен по процедуре, подробно описанной в [Collins et al., 2017], он же метод поиска питающих провинций. Расчет выполнен с использованием геохимического и минералогического состава образцов, отобранных в пределах различных геологических комплексов на водосборе озера, в качестве трассировщиков источников стока наносов, поступающих в водоем. Во время полевого обследования были отобраны 83 образца грунта: 6 – с поверхности дельты и 77 – с различных участков водосбора (рис. 2). В качестве мишени (позиции на дельте, относительно которой велся расчет) использовались осредненные данные геохимического и минералогического состава шести позиций отбора образцов на периферии дельты, а также для всех образцов на дельте в совокупности.

Образцы грунта отбирались с поверхности до глубины 3–5 см. В лабораторных условиях они были высушены при температуре 105°C, истолчены и просеяны для отбора частиц размерностью менее 0,25 мм. Такой размер частиц выбран, так как он доминирует среди взвешенных наносов водотоков [Collins et al., 2017; Lizaga et al., 2019].

Геохимический состав образцов определен в ИПЭЭ РАН в соответствии с процедурой ISO/TS 18705:2015 [Borgese et al., 2013]. Для этого навески проб (каждая 200–500 мг) высушивались в микроволновой печи высокого давления MARS 5 при температуре 240°C и максимальном давлении 5,52 МПа (800 psi). Далее, используя спектрометр PicoTax TXRF, для каждого образца был выполнен рентгенофлуоресцентный анализ.

Минералогический состав выявлялся на геологическом факультете МГУ с использованием рентгеновского дифрактометра RIGAKU MINIFLEX 600 при следующих условиях съемки: X-Ray излучение K_{Cu} альфа, напряжение – 40 кВ, ток – 15 мА, скорость съемки – 5,0000 °/мин, гониометр – MiniFlex 300/600, шаг съемки – 0,0200 °/мин, интервалы съемки – 3,0000 – 70,0000°, ограничивающие щели – 10,0 мм и 6,0 мм, детектор – D/teX Ultra2, режим съемки – непрерывный. Валовой минералогический состав определялся для навески пробы (3,0 г), которую истирали до состояния тонкой пудры (около 0,01 мм). Полученным порошком заполняли кювету диаметром 20 мм и толщиной 2 мм и производили съемку на дифрактометре Rigaku Miniflex-600. Определение минеральных фаз и их соотношение в пробе проводилось с помощью программы MATCH по методике RIR (корундовое число). В итоге было получено процентное содержание всех минеральных фаз в образцах.

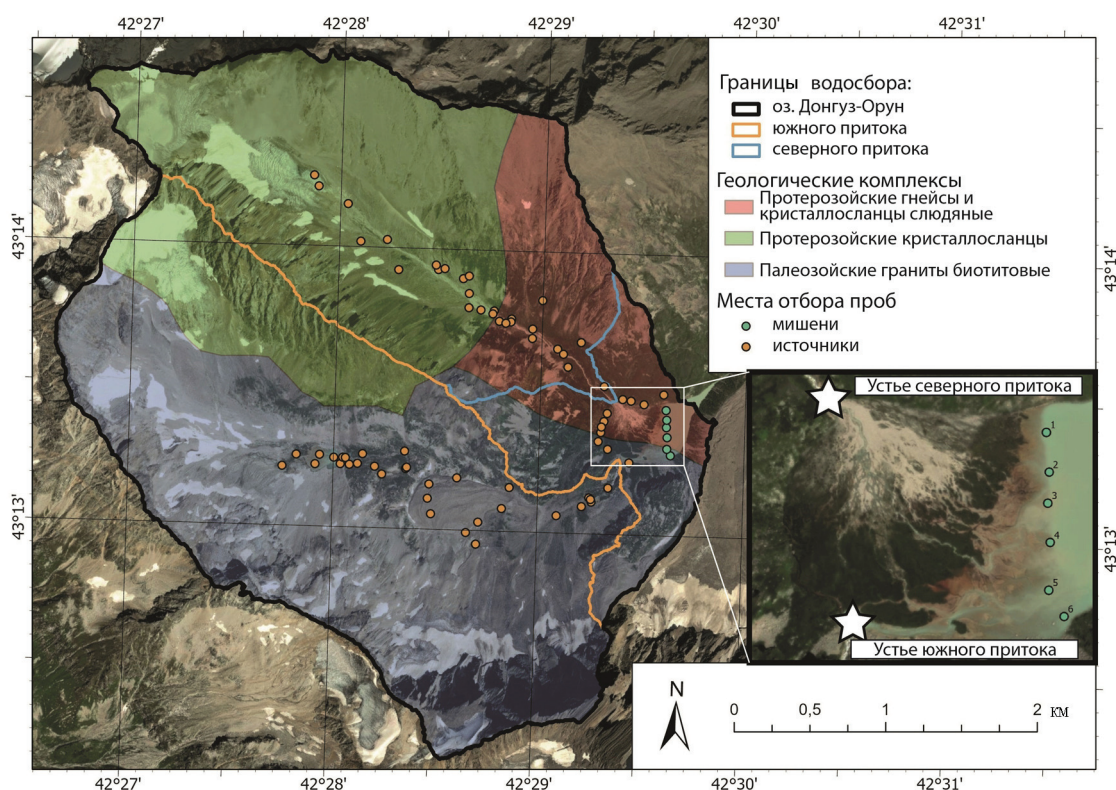


Рис. 2. Потенциальные источники наносов на водосборе оз. Донгуз-Орун и положение точек отбора проб рыхлого материала

Fig. 2. Potential sediment sources of the Donguz-Orun Lake catchment and sediment sampling points

Определение оптимального набора трассеров и расчет относительного вклада отдельных источников наносов в конечный осадок были выполнены с использованием библиотеки FingerPro языка R. Для проверки отличий геохимического и минералогического состава образцов, характеризующих различные источники, был выполнен линейный дискриминантный анализ (ЛДА). Оптимальный набор трассеров (позволяющий наилучшим образом отличить источники друг от друга) определялся в три шага в соответствии с рекомендациями из предшествующих исследований [Collins et al., 1996; Lizaga et al., 2019; Walling, 2005]. Во-первых, производилось сравнение диапазона значений в образцах источников и мишени [Lizaga et al., 2019]. Трассеры мишени, выбивающиеся из диапазона в источниках, удалялись из последующего расчета. Во-вторых, используя непараметрический критерий Краскела-Уоллиса, были отсеяны трассеры, не показывающие существенных (p -value > 0,05) отличий между потенциальными источниками [Walling, 2005]. В-третьих, для отобранных на предыдущих шагах трассеров, был выполнен пошаговый многомерный анализ дискриминантных функций в соответствии с подходом, изложенным в [Collins et al., 1996]. Вклад отдельных источников определялся относительно оптимальных

трассеров при использовании многомерной модели размешивания на основе метода Монте Карло [Collins et al., 2017; Gaspar et al., 2019]. Для проверки качества модели размешивания использовался критерий GOF (goodness-of-fit), предложенный в [Motha et al., 2003] и наиболее часто используемый в работах по выявлению вклада источников наносов [Evrard et al., 2011; Lizaga et al., 2019; Pulley, Collins, 2018]. Данный критерий сравнивает среднее квадратическое значение относительных ошибок между предсказанными и действительными концентрациями трассера.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Преобладающие площади, за вычетом подледниковых геоморфологических процессов, представлены поверхностями, сложенными разноразмерным обломочным материалом, подверженным крипу и сезонной солифлюкции (почти треть территории), лишь несколько уступают весьма крутые поверхности с развитием собственно гравитационных процессов обвалов и осыпей, широко распространены и эрозионные процессы (табл. 1, рис. 3). Последние представлены преимущественно делювиальным смывом, в силу малого проективного покрытия поверхности растительностью.

Таблица 1

Распределение площадей основных групп современных экзогенных процессов и условно стабильных поверхностей на водосборе оз. Донгуз-Орун

№ п/п	Группы процессов	Площадь, км²		
		Весь водосбор	Долина северного притока	Долина южного притока
1	Обвалы и осыпи	3,4	1,5	1,9
2	Крип толщи грубообломочного материала	2,3	1,5	0,7
3	Крип и солифлюкция толщи мелкозема	1,8	0,6	0,5
4	Эрозионно-аккумулятивные процессы в руслах, на поймах и дельтах	0,3 (из них русла – 0,08)	0,05 (из них русла – 0,01)	0,05 (из них русла – 0,01)
5	Линейная эрозия временных водотоков	0,7	0,3	0,4
6	Плоскостная и ручейковая эрозия	2,2	0,2	1,9
7	Озерная аккумуляция	0,06	–	0,02
8	Комплекс ледниковых и водно-ледниковых процессов	1,7	0,7	1
Условно стабильные поверхности		0,6	0,1	0,5

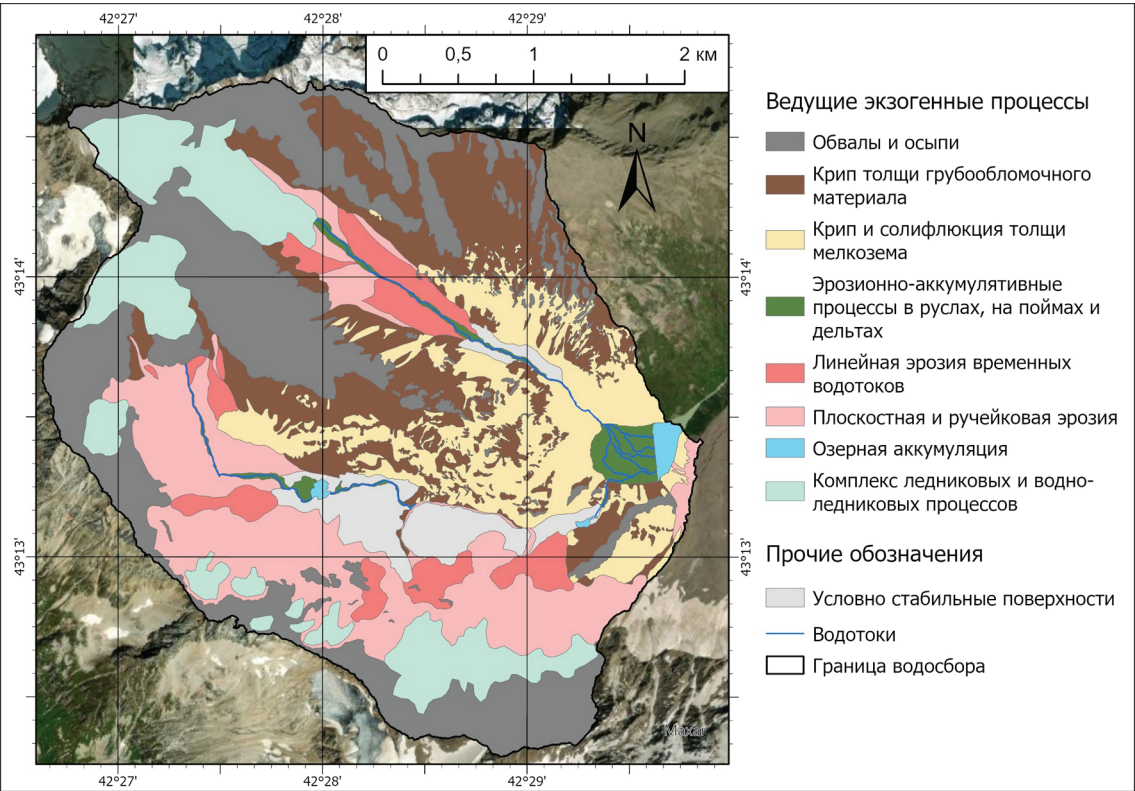


Рис. 3. Ведущие современные экзогенные процессы на водосборе оз. Донгуз-Орун

Fig. 3. Key earth surface processes of the Donguz-Orun Lake catchment

В верховьях водосбора основными агентами денудации являются ледниковая экзарация и обвально-осыпные процессы в верхних частях склонов хребтов. На недавно освободившихся от ледников поверхностях, перекрытых моренным чехлом и обвально-осыпным материалом, развивается плоскостная эрозия и крип грубообломочного матери-

ала. Там, где по этим склонам пошли растительные сукцессии, поверхность постепенно закрепляется травянисто-кустарниковой растительностью, а среди процессов начинают доминировать крип и солифлюкция толщи мелкозема.

Вместе с этим в днищах троговых долин возникают постоянные водотоки, вырабатывающие тер-

расовидные поверхности валунно-гаченых пойм. Сравнительно небольшая площадь затронута развитием линейной эрозии. Это, как правило, крутые, изначально аккумулятивные склоны моренных валов и перекрытые сравнительно мелкообломочной мореной ледниковые экзарационные и эрозионные склоны. Устойчивые, геоморфологически неактивные поверхности нарастают по мере движения к нижним частям долин двух ручьев, затем на склонах озерной котловины они резко выклиниваются. Почти вся эта поверхность подвержена медленным массовым смещениям рыхлообломочного материала.

При принятых скоростях суммарный объем мобилизуемого за год материала составляет $29\,300\text{ м}^3$, что соответствует слою денудации (без учета перетолжения) $2,2\text{ мм/год}$ на весь водосбор. При среднем по водосбору коэффициенте доставки наносов 58% (рис. 4) итоговый ежегодный объем выносимого на дельту, дно озера или вообще за пределы водосбора материала должен составлять порядка

$17\,000\text{ м}^3$, а слой денудации с поправкой на аккумуляцию $1,3\text{ мм/год}$.

Среди фоновых процессов наиболее значимый вклад в современную денудацию вносят линейная эрозия временных водотоков, делювиальный смыл, обвально-осыпные, ледниковые и водно-ледниковые процессы (табл. 2). В совокупности на указанные процессы приходится 99% стока наносов. При этом ключевое значение имеют эрозионные процессы (линейная и плоскостная эрозия), протекающие во время стокоформирующих осадков и снеготаяния на обширных пространствах не закрепленных растительностью моренных тел преимущественно мелкоземистого состава. Их доля в бассейновой денудации составляет почти 80% . Ощутимо меньший, но тем не менее весомый вклад приходится на обвально-осыпные, ледниковые и водно-ледниковые процессы. На оставшиеся процессы приходится менее 1% вклада в сток наносов, что связано с их низкими темпами, не смотря на широкий (для медленных массовых движений) пространственный охват.

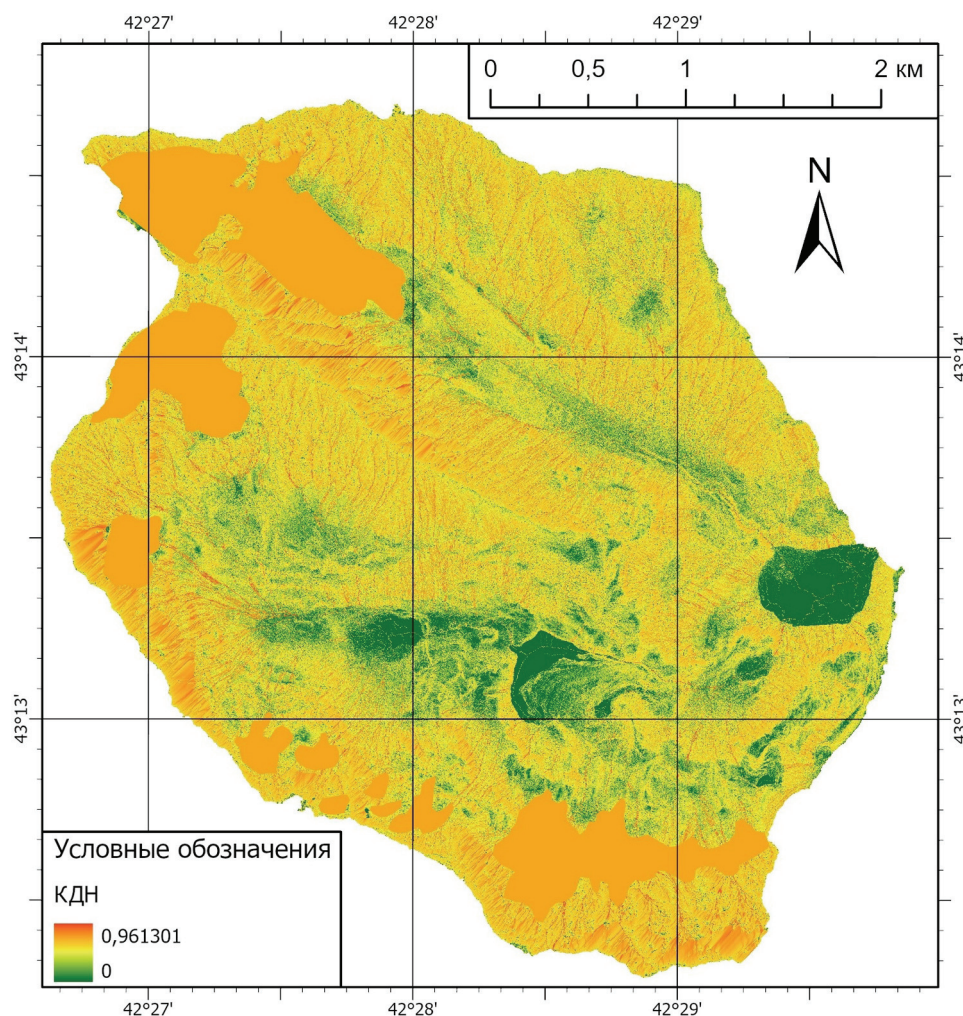


Рис. 4. Коэффициент доставки наносов на водосборе руч. Джанкуат

Fig. 4. Sediment delivery ratio of the Donguz-Orun Lake catchment

Таблица 2

Вклад основных групп процессов в мобилизацию и вынос материала на водосборе оз. Донгуз-Орун

№ п/п	Группы процессов	Объем мобилизуемого материала, м³ (%)	Объем выноса с поправкой на аккумуляцию, м³ (%)
1	Комплекс ледниковых и водно-ледниковых процессов	1620 (5,5)	1460 (8,6)
2	Крип и солифлюкция толщи мелкозема	18 (<< 1)	11 (<< 1)
3	Крип толщи грубообломочного материала	193 (< 1)	106 (< 1)
4	Обвалы и осыпи	2980 (10,2)	1860 (10,9)
5	Линейная эрозия временных водотоков	21 120 (72)	11 476 (67,5)
6	Плоскостная и ручейковая эрозия	3340 (11,4)	2080 (12,2)
7	Эрозионно-аккумулятивные процессы в руслах, на поймах и дельтах	29 (<< 1)	7 (<< 1)
Общий объем		29 300 (100)	17 000 (100)

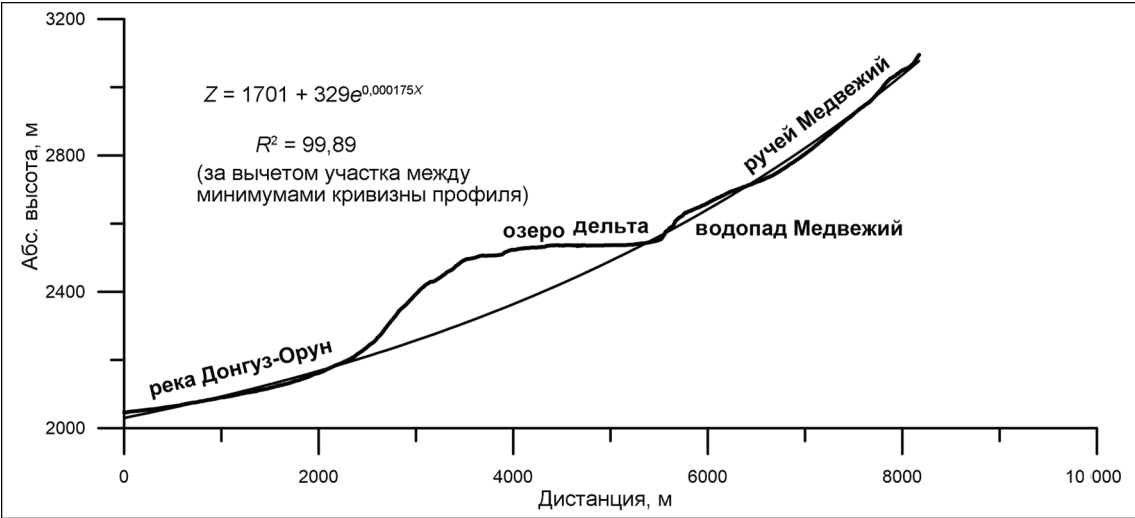


Рис. 5. Продольный профиль р. Донгуз-Орун и одного из притоков, а также аппроксимация его классическим экспоненциальным уравнением для продольных профилей рек

Fig. 5. Longitudinal profile of the Donguz-Orun River, and one of its tributaries and its approximation by exponential equation for river longitudinal profiles

Оценка объемов наносов в озерной котловине по восстановлению продольного профиля долин ручьев (рис. 5) указывает, что за время существования подпруды в озере накопилось около 4985 тыс. м³, что соответствует темпам денудации в 7120–14240 м³/год или 0,54–1,07 мм/год при возрасте подпруды 350 или 700 лет.

Другие контрольные данные – соотношение денудации в долинах притоков озера и по результатам применения метода питающих провинций. Линейный дискриминантный анализ показал, что геохимический и минералогический состав отложений позволяет отличить геологические комплексы друг от друга. В качестве оптимальных трассеров (с одной стороны, различающихся для двух долин,

что позволяет проводить сепарацию, а с другой стороны, подтверждающих прогнозы друг друга – т. н. единичные модели и определение консенсуса трассеров) были определены медь, цинк, калиевый полевой шпат и плагиоклаз. А в результате применения модели размешивания были установлены следующие значения относительного вклада каждого из геологических комплексов в отложения дельты Донгуз-Орун (GOF – 72%):

- 1) протерозойские гнейсы и кристаллосланцы слюдяные – 57%;
- 2) протерозойские кристаллосланцы – 12%;
- 3) палеозойские граниты биотитовые – 31%.

Поскольку геологические комплексы практически полностью соответствуют водосборам долин

ручьев (см. рис. 3), получаем, что вклад южного притока составляет 31%, северного – 69%. С поправкой на то, что 25,75% площади комплекса протерозойских гнейсов и кристаллосланцев слюдяных попадает в южную долину, вклад притоков получается следующим: северная долина – 54%, южная – 46%.

Нужно понимать, что реальные скорости экзогенных процессов очень сильно дифференцированы во времени и по площади и зависят от огромного числа факторов. Тем не менее ориентировочные оценки позволяют получить порядковые значения интенсивности денудации, с оговоркой, что реальные ожидаемые значения – в том же порядке величин.

Полученная на основе использования морфодинамического подхода с учетом КДН величина (1,3 мм/год) выше самой высокой оценки интенсивности аккумуляции вещества в озерной котловине (0,54–1,07 мм/год в зависимости от возраста озера), но с возможной поправкой на вынос взвешенного материала, который на таких водосборах может достигать $\frac{2}{3}$ объема вещества, представляется адекватной оценкой интенсивности общей денудации на водосборе.

Накопление мелкой фракции наносов в краевой части дельты вблизи озера происходит в фоновых условиях стока, а иногда и незначительного подъема (на десятки сантиметров) уровня воды. А вот наносы центральной части дельты, грубые, с включениями до глыб и валунов, несортированные, по всей видимости, имеют селевой генезис. При том что по абсолютной величине в формировании этой части дельты (или, вернее, даже конуса выноса, если в его формировании значительное место занимают селевые, а не флювиальные процессы) большую роль играет руч. Медвежий, однако, вклад руч. Безымянного несколько увеличивается. Объяснение этому может быть в том, что в долине последнего есть ряд топографических ловушек, снижающих транспортирующую способность потоков и полноценно работающих в качестве транзитных зон, видимо, только во время событий катастрофического стока наносов (селей и селевых паводков), за счет которых, в основном, и сформирован конус выноса на дельте.

В то же время оценка соотношения денудации и выноса вещества между двумя долинами по скоростям ведущих экзогенных процессов показывает, что долина Медвежьего должна поставлять (при современном пространственном рисунке экзогенных процессов) около 40% наносов, а долина Безымянного – около 60%. Вероятно, основная причина этого – в недостатках подхода к оценке коэффициента доставки наносов. Недостатки эти пока не преодолены, хотя в научных кругах идут дискуссии [Messenzehl et al., 2014]. А именно, оценка КДН по индексу связности потоков наносов предполагает

изначальную гидрологическую коррекцию ЦМР, цель которой – устранить топографические ловушки на модели высот, вне зависимости от того, артефакты это или нет. В результате для водосборов с наличием (а тем более каскадами) таких топографических ловушек реальный коэффициент доставки наносов оказывается завышенным. Если опираться на результаты применения метода питающих провинций (соотношение северной и южной долин ~ 54 к 46), то реальный коэффициент доставки наносов из южной долины должен быть примерно в 1,4 раза меньше вычисленного (порядка 38–39% вместо 54%). И ежегодно из мобилизуемых в южной долине 19 000 м³ на склонах и в ловушках должно оставаться в среднем 11 700 м³ (из них «избыточно», сверх оценки, тормозиться в топографических ловушках 3000 м³).

Если описанная выше коррекция верна, то из обеих долин в озерную котловину поступает ежегодно суммарно (с учетом и долин, и бортов озерной котловины) около 14 000 м³ (вместо 17 000 м³), что позволяет оценить среднегодовые темпы денудации водосбора в 1,05 мм. Эта величина вписывается в интервал оценок по объему озерных осадков оз. Донгуз-Орун 0,54–1,07 мм/год и свидетельствует скорее о том, что подпор возник скорее ближе к оценке в 350, нежели в 700 лет, что логично объясняется положением максимума похолодания Малого ледникового периода (и, вероятно, продвижения ледников) 300–400 лет назад.

Однако, приведенные оценки нельзя распространять на отдаленное прошлое, что связано с изменениями во времени площадей развития процессов и их темпов. Современная конфигурация распространения процессов отражает только последние несколько десятилетий. Касательно изменений в будущем, можно сказать, что ожидается постепенное снижение доли ледниковых и водно-ледниковых процессов в стоке наносов, что напрямую связано с постепенным сокращением площади оледенения; увеличение доли обвально-осыпных процессов за счет нарастания площадей открытых скальных стен на освобождаемых ото льда участках; уменьшение доли линейной эрозии временных водотоков за счет постепенного закрепления моренных валов травянисто-кустарниковой растительностью.

Сравним полученные результаты с данными по Альпам и Гималаям. В работе [Delunel et al., 2020] проанализированы скорости позднеплейстоценовой денудации 375 водосборов. Полученные скорости бассейновой денудации варьируют от 14 до 7585 мм/тыс. лет. Медианное значение составляет 414 мм/тыс. лет, но необходимо подчеркнуть, что это медианное значение из выборки, включающей в том числе значительные по площади бассейны,

охватывающие как средне- и низкогорья, так и равнинные участки. В осевой зоне Альп преобладают бассейны со скоростями денудации в интервале 1–1,5 мм/год и более 1,5 мм/год.

В базе данных [Hinderer et al., 2012] с соавторами приведены современные скорости денудации для 197 объектов. Среднее значение скорости денудации составляет 0,3 мм/год, медианное – 0,2 мм/год. В то же время для тех водосборов, которые по своим характеристикам близки к водосбору оз. Донгуз-Орун, характерны весьма высокие скорости денудации. Так, наиболее «похожа» (площадь 12 км², минимальная высота – 2560 м, максимальная высота – 3868 м) на исследованные водосборы по площади, минимальной и максимальной высоте долина ледника д'Аролла в Швейцарских Альпах в 12 км к западу от г. Маттерхорн. Измеренные скорости денудации составили 2,87 мм/год на годичном интервале времени. Однако, уже следующие две «похожие» долины – обе также в швейцарской части Альп – дали результаты 0,38 мм/год (Bertol Interieur, Val d'Hérens, площадь 8 км², мин. высота 2250 м, макс. высота 3796 м) и даже 0,15 мм/год (Moiry, Val d'Anniviers, площадь 30 км², мин. высота 2249 м, макс. высота 3845 м). Видимо, вариативность возможной скорости денудации находится в высокой зависимости от локальных факторов (литология/петрография, доля водосбора под ледниками, характер морфологии долин в первую очередь продольного профиля и т. д., крутизна склонов, связность потоков наносов или их прерывистость, проективное покрытие растительности, гипсометрический индекс).

В работе [Godard et al., 2014] представлены результаты оценок денудации для 30 водосборов за последние 300–6000 лет в Центральном Непале на основе концентрации ¹⁰Be в речных отложениях. Авторы заключили, что средние темпы возрастают от 0,5 мм/год в Малых Гималаях до 2–3 мм/год в Больших Гималаях. Схожие величины получены для Дальнезападного региона Непала, где темпы денудации варьируют от 0,5 до 3,3 мм/год [Ojha et al., 2019].

Тем самым полученные для исследованного водосбора оценки несколько выше средних для аналогичных водосборов в Альпах. Более высокие значения можно объяснить в целом более высокой энергией рельефа. В то же время средние темпы денудации в наиболее возвышенной осевой части Гималаев существенно превосходят значения темпов денудации, полученные для водосбора озера Донгуз-Орун.

ВЫВОДЫ

В условиях отсутствия натурных данных о стоке наносов на замыкающих створах высокогорных водосборов оценка темпов денудации может быть осуществлена при совместном применении геоморфологического картографирования, пространственного анализа и привлечении опубликованных данных о скоростях экзогенных процессов. Данный подход ограничен точностью оценки на уровне порядка величины, однако позволяет сепарировать суммарную денудацию по вкладам отдельных процессов.

Основной вклад в локальную и бассейновую фоновую денудацию водосбора оз. Донгуз-Орун вносят флювиальные (преимущественно линейная эрозия временных водотоков и делювиальный смыл), обвально-осыпные, ледниковые и водно-ледниковые процессы.

Ежегодно фоновыми экзогенными процессами на водосборе озера Донгуз-Орун перераспределяется порядка 29 300 м³ материала, что соответствует слою денудации (без учета переотложения) 2,2 мм/год. Однако только около 60% мобилизуемого материала поступает в его замыкающий створ (дельту и собственно озеро), что связано с обилием топографических ловушек наносов в днищах каров и долин.

Бассейновая денудация водосбора оз. Донгуз-Орун (1,05–1,3 мм/год) превышает среднее значение для высокогорной зоны Альп, но статистически значимых отличий от него не имеет и укладывается в диапазон характерных значений.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта РФФИ № 23-77-01027.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Письменный А.Н., Пичужков А.Н., Зарубина М.А. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Издание второе, серия Кавказская, листы К-38-I, VII (Кисловодск). Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004, С. 275.
- Харченко С.В., Голосов В.Н., Цыпленков А.С. и др. Темпы современной денудации малого водосбора в среднегорном поясе Большого Кавказа (на примере водосбора Гитче-Гижгит) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5.

- Geogr. 2023. № 3. С. 38–51. DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.78.3.4.
- Beniston M. Mountain climates and climatic change: an overview of processes focusing on the European Alps, *Pure and Applied Geophysics*, 2005, vol. 162(8–9), p. 1587–1606, DOI: 10.1007/s00024-005-2684-9.
- Borgese L., Federici S., Zacco A. et al. Metal fractionation in soils and assessment of environmental contamination in Vallecamonica, Italy, *Environmental Science and Pol-*

- lution Research, 2013, no. 7(20), p. 5067–5075, DOI: 10.1007/s11356-013-1473-8.
- Borselli L., Cassi P., Torri D. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment, *Catena*, 2008, no. 3(75), p. 268–277, DOI: 10.1016/j.catena.2008.07.006.
- Cavalli M., Trevisani S., Comiti F. et al. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments, *Geomorphology*, 2013, vol. 188, p. 31–41, DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.05.007.
- Collins A.L., Pulley S., Foster I.D. et al. Sediment source fingerprinting as an aid to catchment management: A review of the current state of knowledge and a methodological decision-tree for end-users, *Journal of Environmental Management*, 2017, vol. 194, p. 86–108, DOI: 10.1016/j.jenvman.2016.09.075.
- Crema S., Cavalli M. SedInConnect: a stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity, *Computers & Geosciences*, 2018, vol. 111, p. 39–45, DOI: 10.1016/j.cageo.2017.10.009.
- Delunel R., Schlunegger F., Valla, P.G. et al. Late-Pleistocene catchment-wide denudation patterns across the European Alps, *Earth-Science Reviews*, 2020, vol. 211, p. 103407, DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103407.
- Evrard O., Navratil O., Ayrault S. et al. Combining suspended sediment monitoring and fingerprinting to determine the spatial origin of fine sediment in a mountainous river catchment, *Earth Surface Processes and Landforms*, 2011, vol. 36(8), p. 1072–1089, DOI: 10.1002/esp.2133.
- Gaspar L., Blake W.H., Smith H.G. et al. Testing the sensitivity of a multivariate mixing model using geochemical fingerprints with artificial mixtures, *Geoderma*, 2019, vol. 337, p. 498–510, DOI: 10.1016/j.geoderma.2018.10.005.
- Gilbert A., Vincent C. Atmospheric temperature changes over the 20th century at very high elevations in the European Alps from englacial temperatures, *Geophysical Research Letters*, 2013, vol. 40, no. 10, p. 2102–2108, DOI: 10.1002/grl.50401.
- Godard V., Bourles D.L., Spinabella F. et al. Dominance of tectonics over climate in Himalayan denudation, *Geology*, 2014, no. 3(42), p. 243–246, DOI: 10.1130/G35342.1.
- Hartmann D.L., Tank A.M.G.K., Rusticucci M. et al. Observations: Atmosphere and surface, *Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2013, (9781107057999), p. 159–254, DOI: 10.1017/CBO9781107415324.008.
- Hinderer M. From gullies to mountain belts: A review of sediment budgets at various scales, *Sedimentary Geology*, 2012, vol. 280, p. 21–59, DOI: 10.1016/j.sedgeo.2012.03.009.
- Kedich A., Kharchenko S., Tsyplenkov A. et al. Lateral moraine failure in the valley of the Djankuat Catchment (Central Caucasus) and subsequent morphodynamics, *Geomorphology*, 2023, vol. 441, p. 108896, DOI: 10.1016/j.geomorph.2023.108896.
- Lizaga I., Gaspar L., Blake W.H. et al. Fingerprinting changes of source apportionments from mixed land uses in stream sediments before and after an exceptional rainstorm event, *Geomorphology*, 2019, vol. 341, p. 216–229, DOI: 10.1016/j.geomorph.2019.05.015.
- Messenzehl K., Hoffmann T., Dikau R. Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Mütschuns, Swiss National Park – linking geomorphic field mapping with geomorphometric modeling, *Geomorphology*, 2014, vol. 221, p. 215–229, DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.05.033.
- Motha J.A., Wallbrink P.J., Hairsine P.B. et al. Determining the sources of suspended sediment in a forested catchment in southeastern Australia, *Water resources research*, 2003, vol. 39(3), p. 1056, DOI: 10.1029/2001WR000794.
- Ojha L., Ferrier K.L., Ojha T. Millennial-scale denudation rates in the Himalaya of Far Western Nepal, *Earth Surface Dynamics*, 2019, no. 4(7), p. 969–987, DOI: 10.5194/esurf-7-969-2019.
- Pepin N., Bradley R.S., Diaz H.F. et al. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world, *Nature Climate Change*, 2015, vol. 5(5), p. 424–430, DOI: 10.1038/nclimate2563.
- Pulley S., Collins A.L. Tracing catchment fine sediment sources using the new SIFT (Sediment Fingerprinting Tool) open source software, *Science of The Total Environment*, 2018, vol. 635, p. 838–858, DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.04.126.
- Solomina O., Bushueva I., Dolgova E. et al. Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium, *Global and Planetary Change*, 2016, vol. 140, p. 28–58, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2016.02.008.
- Tashilova A.A., Ashabokov B.A., Kesheva L.A. et al. Analysis of climate change in the Caucasus region: End of the 20th-beginning of the 21st century, *Climate*, 2019, no. 1(7), p. 11, DOI: 10.3390/cli7010011.
- Tielidze L.G., Wheate R.D. The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan), *The Cryosphere*, 2018, no. 1(12), p. 81–94, DOI: 10.5194/tc-12-81-2018.
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century, *International Journal of Climatology*, 2019, vol. 39, no. 12, p. 4703–4720, DOI: 10.1002/joc.6101.
- Vigiak O., Borselli L., Newham L.T.H. et al. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio, *Geomorphology*, 2012, no. 1(138), p. 74–88, DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.08.026.
- Walling D.E., Webb B.W. Erosion and Sediment Yield: A Global Overview, *Proceedings of the Exeter Symposium*, 1996, p. 2–20.

Электронный ресурс

Hack J.T., Seaton F.A., Nolan T.B. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, *Professional Paper*, 1957, vol. 294, 95 p., URL: <https://pubs.usgs.gov/pp/0294b/report.pdf>.

Поступила в редакцию 11.12.2024

После доработки 05.03.2025

Принята к публикации 20.05.2025

PRESENT-DAY DENUDATION OF A SMALL ALPINE CATCHMENT OF THE DONGUZ-ORUN LAKE

M.I. Uspenskii¹, S.V. Kharchenko², A.S. Tsyplenkov³, M.M. Ivanov⁴, V.N. Golosov⁵

¹ *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Laboratory of Geochemistry of Natural Waters*

^{1, 3–5} *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Makkaveev Research Laboratory of Soil Erosion and Channel Processes*

² *Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography*

¹ *Junior Scientific Researcher, Post-Graduate Student; e-mail: maksimuspenskii@gmail.com*

² *Leading Scientific Researcher, Ph.D. in Geography; e-mail: xar4enkkoff@yandex.ru*

³ *Scientific Researcher, Ph.D. in Geography; e-mail: atsyplenkov@gmail.com*

⁴ *Senior Scientific Researcher; Ph.D. in Geography; e-mail: ivanovm@igras.ru*

⁵ *Leading Scientific Researcher, D.Sc. in Geography; e-mail: golossov@gmail.com*

Sediment dynamics in alpine catchments is highly variable both in time and space which should be considered in nature management. The study deals with investigation of the alpine catchment of the Donguz-Orun Lake, located on the northern slope of the Central Caucasus. We followed a morphodynamic approach to assess the denudation rate, which was supported by sediment delivery ratio assessment and two independent methods to verify the results. It was found that about 29,300 m³ of material is mobilized annually by the background exogenous geomorphologic processes in the catchment, corresponding to a local denudation rate of 2,2 mm/year. However, with an average sediment delivery ratio of 58%, only about 17,000 m³ reaches the catchment outlet, corresponding to the basin-wide denudation rate of 1,3 mm/year. Most of the sediment load in the lake basin is supplied by fluvial processes, predominantly gully erosion and sheet wash, as well as rock falls, glacial, and fluvio-glacial processes. Verification by independent methods, including estimation of sediment volume in the lake basin and the sediment fingerprinting technique, showed that used approach did overestimate the basin denudation volume by about 3000 m³. The total denudation of the catchment under study exceeds the average value for the high mountain zone of the Alps.

Keywords: exogenous processes, sediment budget, sediment delivery ratio, sediment connectivity, sediment fingerprinting, Greater Caucasus

Acknowledgements. The study was financially supported by the Russian Science Foundation (project 23-77-01027).

REFERENCES

- Borgese L., Federici S., Zacco A. et al. Metal fractionation in soils and assessment of environmental contamination in Vallecamonica, Italy, *Environmental Science and Pollution Research*, 2013, no. 7(20), p. 5067–5075, DOI: 10.1007/s11356-013-1473-8.
- Borselli L., Cassi P., Torri D. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment, *Catena*, 2008, no. 3(75), p. 268–277, DOI: 10.1016/j.catena.2008.07.006.
- Cavalli M., Trevisani S., Comiti F. et al. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments, *Geomorphology*, 2013, vol. 188, p. 31–41, DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.05.007.
- Collins A.L., Pulley S., Foster I.D. et al. Sediment source fingerprinting as an aid to catchment management: A review of the current state of knowledge and a methodological decision-tree for end-users, *Journal of Environmental Management*, 2017, vol. 194, p. 86–108, DOI: 10.1016/j.jenvman.2016.09.075.
- Crema S., Cavalli M. SedInConnect: a stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity, *Computers & Geosciences*, 2018, vol. 111, p. 39–45, DOI: 10.1016/j.cageo.2017.10.009.
- Delunel R., Schlunegger F., Valla P.G. et al. Late-Pleistocene catchment-wide denudation patterns across the European Alps, *Earth-Science Reviews*, 2020, vol. 211, p. 103407, DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103407.
- Gaspar L., Blake W.H., Smith H.G. et al. Testing the sensitivity of a multivariate mixing model using geochemical fingerprints with artificial mixtures, *Geoderma*, 2019, 337, p. 498–510, DOI: 10.1016/j.geoderma.2018.10.005.
- Geologicheskaya karta: K-38-I, VII (Kislovodsk)*. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Izdaniye vtoroye. Kavkazskaya seriya, masshtab: 1:200 000, seriya: Kavkazskaya [Geological map: K-38-I, VII (Kislovodsk), State Geological Map of the Russian Federation. Second edition, Caucasian series, scale: 1:200 000, series: Caucasian], 2004. (In Russian)
- Gilbert A., Vincent C. Atmospheric temperature changes over the 20th century at very high elevations in the European Alps from englacial temperatures, *Geophysical Research Letters*, 2013, vol. 40, no. 10, p. 2102–2108, DOI: 10.1002/grl.50401.
- Godard V., Bourles D.L., Spinabella F. et al. Dominance of tectonics over climate in Himalayan denudation, *Geology*, 2014, no. 3(42), p. 243–246, DOI: 10.1130/G35342.1.
- Hartmann D.L., Tank A.M.G.K., Rusticucci M., et al. Observations: Atmosphere and surface, *Climate Change 2013 the Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovern-*

- mental Panel on Climate Change, 2013, 9781107057999, p. 159–254, DOI: 10.1017/CBO9781107415324.008.
- Hinderer M. From gullies to mountain belts: A review of sediment budgets at various scales, *Sedimentary Geology*, 2012, vol. 280, p. 21–59, DOI: 10.1016/j.sedg-eo.2012.03.009.
- Kedich A., Kharchenko S., Tsyplenkov A. et al. Lateral moraine failure in the valley of the Djankuat Catchment (Central Caucasus) and subsequent morphodynamics, *Geomorphology*, 2023, vol. 441, p. 108896, DOI: 10.1016/j.geomorph.2023.108896.
- Kharchenko S.V., Golosov V.N., Tsyplenkov A.S. et al. Tempy sovremennoy denudatsii malogo vodosbora v srednegornom poyase Bol'shogo Kavkaza (na primere vodosbora Gitche-Gizhgut) [Rates of modern denudation of a small catchment in the middle mountain belt of the Greater Caucasus (case study of the Gitche-Gizhgut catchment)], *Vestn. Mosk. Un-ta, Ser. 5, Geogr.*, 2023, no. 3, p. 38–51, DOI: 10.55959/MSU0579-9414.5.78.3.4. (In Russian)
- Lizaga I., Gaspar L., Blake W.H. et al. Fingerprinting changes of source apportionments from mixed land uses in stream sediments before and after an exceptional rain-storm event, *Geomorphology*, 2019, 341, p. 216–229, DOI: 10.1016/j.geomorph.2019.05.015.
- Messenzehl K., Hoffmann T., Dikau R. Sediment connectivity in the high-alpine valley of Val Mütschuns, Swiss National Park – linking geomorphic field mapping with geomorphometric modelling, *Geomorphology*, 2014, 221, p. 215–229, DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.05.033.
- Ojha L., Ferrier K.L., Ojha T. Millennial-scale denudation rates in the Himalaya of Far Western Nepal, *Earth Surface Dynamics*, 2019, no. 4(7), p. 969–987, DOI: 10.5194/esurf-7-969-2019.
- Pepin N., Bradley R.S., Diaz H.F. et al. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world, *Nature Climate Change*, 2015, vol. 5(5), 424–430, <https://doi.org/10.1038/nclimate2563>.
- Pulley S., Collins A.L. Tracing catchment fine sediment sources using the new SIFT (Sediment Fingerprinting Tool) open source software, *Science of the Total Environment*, 2018, 635, p. 838–858, DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.04.126.
- Solomina O., Bushueva I., Dolgova E. et al. Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium, *Global and Planetary Change*, 2016, vol. 140, p. 28–58, DOI: 10.1016/j.gloplacha.2016.02.008.
- Tashilova A.A., Ashabokov B.A., Kesheva L.A., Teunova N.V. Analysis of climate change in the Caucasus region: End of the 20th-beginning of the 21st century, *Climate*, 2019, no. 1(7), p. 11, DOI: 10.3390/cli7010011.
- Tielidze L.G., Wheate R.D. The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan), *The Cryosphere*, 2018, no. 1(12), p. 81–94, DOI: 10.5194/tc-12-81-2018.
- Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M. Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century, *International Journal of Climatology*, 2019, vol. 39, no. 12, p. 4703–4720, DOI: 10.1002/joc.6101.
- Vigiak O., Borselli L., Newham L.T.H. et al. Comparison of conceptual landscape metrics to define hillslope-scale sediment delivery ratio, *Geomorphology*, 2012, no. 1(138), p. 74–88, DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.08.026.
- Walling D.E., Webb B.W. Erosion and Sediment Yield: A Global Overview, *Proceedings of the Exeter Symposium*, 1996, p. 2–20.
- Web source*
- Hack J.T., Seaton F.A., Nolan T.B. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland, *Professional Paper*, 1957, vol. 294, 95 p., URL: <https://pubs.usgs.gov/pp/0294b/report.pdf>.

Received 11.12.2024

Revised 05.03.2025

Accepted 20.05.2025