

МЕТОДИКА НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.435.44(476)

МАККАВЕЕВ А. Н., ЛУКИНА Е. Н.

**ОПЫТ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА
РАЗНОВОЗРАСТНОГО ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА****(на примере территории Белоруссии)**

Проведен морфометрический анализ краевых зон древнеледникового рельефа валдайского, московского и днепровского оледенений. Используются картографические материалы и данные инструментального профилирования. Целям дифференциации краевых зон по возрасту хорошо отвечают показатели, отражающие тенденцию к выполаживанию: показатель «ритма рельефа», количество мелких замкнутых контуров, уклоны, длина горизонталей, показатель выполаженности.

Уже давно отмечена зависимость облика реликтового ледникового рельефа от его возраста ([1, 2] и др.). Для областей позднеплейстоценового (валдайского) оледенения характерны так называемые «свежие» ледниковые формы. В понятие «свежести» ледниковой морфоструктуры обычно включают такие различные характеристики, как слабая эрозионная освоенность, молодость речной сети, малая мощность делювиальных шлейфов, обилие озер и замкнутых котловин, повышенная заболоченность, множество мелких форм ледникового и водно-ледникового генезиса, волнистый профиль водоразделов, значительная крутизна и сложный микрорельеф склонов, наличие валунов и целых валунных полей.

В районах с более древней (главным образом среднеплейстоценовой) «дряхлой» ледниковой морфоскульптурой господствуют массивные холмисто-грядовые формы. Слагающие их ледниковые отложения часто скрыты покровом лёссовидных суглинков или супесей. Водоразделы имеют плавные очертания, а склоны нередко расчленены оврагами и балками. Все эти характеристики чаще всего рассматриваются на качественном уровне. Введение количественных показателей в практику исследования ледниковой морфоскульптуры дает возможность повторения результатов наблюдений, формализации сбора данных и их обработки статистическими методами. Морфометрические методы изучения возраста ледникового рельефа разрабатывались рядом исследователей, однако число подобных работ невелико ([3—7] и др.). На территории Белоруссии значительная работа проведена В. А. Дементьевым [8], который составил серию карт (ритма рельефа, глубины и интенсивности расчленения) и на их основе дал характеристику различий основных орографических единиц, но специально не занимался использованием морфометрических показателей для характеристики возраста ледникового рельефа.

С помощью морфометрического метода нами проанализирован древнеледниковый рельеф некоторых районов развития краевых образований покровных оледенений (рис. 1). Четыре района — Невельско-Городокский (VI), Нарочанский (III), Браславский (V) и Свирский (IV) — находятся в области валдайского оледенения. Два других — Ошмянский (II) (юго-восточная часть одноименной возвышенности) и Мозырский (I) — на территории, захватывавшейся оледенениями в среднем плейстоцене, причем если отнесение верхней морены Ошмянского участ-

ка к московскому оледенению или стадии обычно сомнений не вызывает, то возраст Мозырской гряды проблематичен. Чаще всего ее считают образовавшейся в одну из стадий днепровского оледенения [9], но иногда относят и к московской эпохе, проводя границу московского оледенения южнее, в Украинском Полесье [10]. Неодинаковое число участков, на которых проводились исследования, объясняется тем, что «свежий» валдайский ледниковый рельеф более разнообразен, чем среднеплейстоценовый.

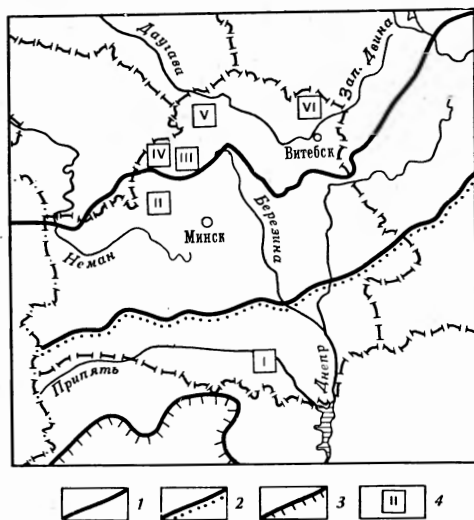


Рис. 1. Схема расположения районов исследования

Границы оледенений: 1 — валдайского (позерского), 2 — московского (сожского), 3 — днепровского; 4 — изученные участки: I — Мозырский, II — Ошмянский, III — Нарочанский, IV — Свирский, V — Браславский, VI — Невельско-Городокский

Степень переработки ледникового рельефа эрозионно-денудационными процессами зависит не только от его возраста, но и от литологии. Сложные валунным суглинком формы подвергались более сильной переработке, чем разновозрастные песчаные [2, 11]. Г. А. Фомин [5], проводивший детальные исследования в Калининской области, показал, что склоны камов и озов отличаются большей крутизной, чем склоны моренных гряд и холмов. Поэтому нами сравнивались крупные по площади участки поясов краевых образований. Литология отложений, слагающих разнообразные холмисто-грядовые ландшафты в пределах этих поясов, сильно варьирует; следовательно, влияние литологического фактора на величину морфометрических показателей осредняется.

Морфометрический анализ картографических материалов. В табл. 1 представлены значения морфометрических показателей, вычисленные по картам крупных масштабов и осредненные для каждого из районов (сумма значений каждого параметра по всему изучаемому району делится на площадь района). Некоторые морфометрические параметры применялись для исследования древнеледниковой морфоскульптуры впервые: L — средняя длина горизонталей, умноженная на масштаб карты; N — среднее число замкнутых контуров с поперечником не более 0,5 км. Похожий показатель «частоты распространения холмов» применен при исследовании Браславской возвышенности О. Ф. Якушко и др. [3]. Другие показатели используются часто: $\Delta H = H_{\text{макс}} - H_{\text{мин}}$. Это показатель энергии рельефа или (по А. И. Спиридонову [12]) разница абс. высот самой высокой и самой низкой точек в пределах квадрата 1° ; I — максимальный уклон, A — показатель «ритма» рельефа, определяемый по методике В. Н. Ченцова [13]:

$$A = \frac{D}{m + n},$$

где D — длина профиля, m — число точек перегиба на профиль, n —

¹ Показатели снимались с карт, разделенных на квадраты со стороной размером 1 см, соответствие 1 км² на местности.

Морфометрические показатели, полученные при анализе картографических материалов

Район	Возраст ледниковой морфоскульптуры	Значения параметров				
		<i>L</i> , м	<i>N</i> , число контуров на км ²	<i>H</i> , м	<i>I</i> , град	<i>A</i> , км
Невельско-Городокская возвышенность	Поздний плейстоцен, валдайское оледенение	2,96	1,00	16,1	4,5	0,50
Браславское поозерье (исключая крупные озерно-ледниковые равнины)	То же	3,28	1,13	13,2	4,0	0,38
Северо-Нарочанская гряда	»	3,28	1,56	18,8	5,2	0,74
Свирская гряда	»	2,28	0,92	14,6	3,2	0,51
Ошмянская возвышенность	Средний плейстоцен, московское оледенение	2,76	0,25	20,0	3,9	0,94
Мозырская гряда (исключая участки, примыкающие к р. Припять)	Средний плейстоцен, днепровское оледенение	1,76	0,38	11,9	1,3	0,93

число профилей. Практически *A* является средним расстоянием между вершинами холмов и тальвегами межхолмовых понижений или подножьями склонов (если холмы ограничивают плоские равнины и днища широких долин), так как перегибы, осложняющие склоны, при обработке карт учесть чрезвычайно сложно. Иногда применяют показатели, являющиеся производными от показателей энергии рельефа, уклона и ритма рельефа, однако вычисление их довольно трудоемко, а результаты не дают ничего нового. Плотность озер (количество на единицу площади) нами также не анализировалась, так как по этому вопросу есть довольно детальные исследования [6 и др.].

Анализ полученных величин (табл. 1) позволяет судить об общих направлениях экзогенной переработки ледникового рельефа за время, прошедшее после его формирования. Прослеживаются две противоположные тенденции: выполаживание рельефа и его расчленение. Две стадии преобразования ледникового ландшафта были выделены А. А. Борзовым [14]: стадия сглаживания холмисто-моренного рельефа и стадия переработки рельефа линейной эрозией. Одни процессы (главным образом делювиально-солифлюкционные) сглаживали холмистые ландшафты конечных морен. Очевидно, интенсивность выполаживания неоднократно менялась под влиянием морфоклиматических условий, спектр изменения которых — от перигляциальных до гумидных — в плейстоцене был очень широк. Для данной тенденции характерны изменения показателя ритма рельефа (*A*), который в пределах позднеплейстоценовых краевых образований в 2—3 раза меньше, чем в пределах среднеплейстоценовых. Подобным же образом изменяется коэффициент ритма рельефа и по данным И. Н. Чукленковой [7]: от 25 км на Валдайской возвышенности до 0,75 км на Смоленской возвышенности. Обращает на себя внимание почти полное совпадение величин этого показателя на Ошмянском и Мозырском среднеплейстоценовых участках (0,94 и 0,93 км соответственно) и значительный разброс величин (от 0,38 до 0,74 км) в валдайских регионах. Мелкие формы, осложняющие поверхность более крупных, с течением времени исчезали. Выполаживались бугры и холмики, объединялись котловины. Поэтому число замкнутых контуров (*N*) в районах развития среднеплейстоценового гляциального рельефа в 3—5 раз меньше, чем в позднеплейстоценовых районах.

Видимо, с выполаживанием связано уменьшение общей длины горизонталей *L* и среднего максимального уклона *I*. Однако при сравнении величин двух последних показателей на разных участках уже просле-

живается вторая тенденция — расчленение рельефа эрозионными процессами. Их интенсивность тесно связана с положением местных базисов эрозии. Величины L и I для разновозрастных краевых зон увеличиваются с ростом относительных высот в пределах участка. Поэтому для Ошмянской возвышенности значения этих показателей близки к показателям валдайских районов, где процессы выколаживания еще не получили достаточного развития.

Особенно сильно вторая тенденция отражается на показателе ΔH (энергии рельефа). Между ним и относительным возрастом ледниковой морфоскульптуры четкой связи не обнаружено, хотя при сравнении регионов со сходными относительными высотами и геологическим строением можно ожидать меньшую расчлененность более молодых возвышенностей и гряд по сравнению с древними. На такую тенденцию обратил внимание В. А. Дементьев [8]. «Энергия рельефа» достигает максимальных значений в местах интенсивного современного расчленения, подобных крутым высоким берегам рек. Древний ледниковый рельеф в подобных ситуациях разрушен и почти нацело замещен более молодым, эрозионным. Значения всех морфометрических параметров на таких участках совершенно иные, чем в районах с сохранившимися в той или иной мере древнеледниковыми формами. Ясно, что при проведении морфометрического анализа ледниковой морфоскульптуры подобные участки учитывать не следует.

Однако не все районы с большими значениями ΔH необходимо включать при анализе. Высокие величины показателя энергии рельефа встречаются и в пределах валдайской области оледенения, в районах со значительными относительными высотами. Для них характерна густая сеть плохо оформленных ложбин, большинство из которых не связано в единую систему. Ложбины часто привязаны к бессточным, заболоченным котловинам или исчезают среди озерно-ледниковых и зандровых равнин. От современной овражно-балочной сети их отличает почти полное отсутствие свежих следов эрозии. Такие водно-ледниковые ложбины, обуславливающие высокие величины энергии рельефа, являются неотъемлемой деталью древнеледниковых ландшафтов.

Показателен характер распространения значений параметров L , ΔH и I (средней длины горизонталей, энергии рельефа и максимальных уклонов) по площади исследованных районов. В областях распространения позднеплейстоценовых гляциальных форм диапазон изменения параметров очень широк, причем преобладают их крайние значения, между градациями отсутствуют четкие переходы, мелкие контуры отдельных значений беспорядочно разбросаны по территории. В среднеплейстоценовых краевых зонах поле параметров более однородно, среди них преобладают значения, близкие к средним.

Морфометрический анализ инструментальных профилей. Данные профилирования подтверждают закономерности, полученные при анализе карт (табл. 2; рис. 2). Типичные формы и размеры холмов в краевых зонах валдайского, московского и днепровского оледенений характеризуют обобщенные профили (рис. 2). Очертания холмов в изученных районах обнаруживают определенное сходство. Холмы обладают выпуклой верхней и вогнутой нижней частями склонов, а также выпуклой вершиной. Только южные склоны Ошмянской возвышенности близки к прямым. Переходы между частями склонов осуществляются без резких перегибов. По профилям определены средние значения следующих величин (табл. 2): H — высоты холма, R — расстояния от подошвы до перпендикуляра, опущенного из вершины; H_p и R_p соответственно определяют, на каком расстоянии от вершины по вертикали и горизонтали выпуклый склон переходит в вогнутый, I_H и I_B — уклоны нижней и верхней половин склонов. Склоны южной и северной экспозиции анализировались отдельно.

Во всех трех разновозрастных зонах профили холмов отличаются асимметрией, причем северные склоны везде выше и длиннее южных. Величина R для южных склонов составляет 80% (Северо-Нарочанский

Морфометрические показатели, полученные при анализе инструментальных профилей

Район	Возраст ледниковой морфоскульптуры	Значения параметров								
		экспозиция	R , м	H , м	R_p , м	H_p , м	I_B , град	I_H , град	\bar{A} , м	T , %
Северо-Нарочанская гряда	Поздний плейстоцен, валдайское оледенение	С	88	5,4	40	2,2	3,1	3,8	46,0	19,1
		Ю	70	4,0	40	2,2	3,1	3,4		
Ошмянская возвышенность	Средний плейстоцен, московское оледенение	С	188	8,6	84	2,4	1,6	2,3	60,8	15,6
		Ю	164	6,2	92	2,6	1,6	2,9		
Мозырская гряда (исключая участки, примыкающие к р. Припять)	Средний плейстоцен, днепровское оледенение	С	344	13,0	178	5,8	1,9	2,5	76,9	8,7
		Ю	242	9,8	128	5,6	2,5	2,1		

район), 86% (Ошмянский район) и 70% (Мозырский район) той же величины для северных склонов. Кроме того, асимметрия лучше выражена в среднеплейстоценовых древнеледниковых районах, чем в позднеледниковых, что, вероятно, объясняется длительностью склоновой переработки. Частично асимметрия могла быть создана самим ледни-

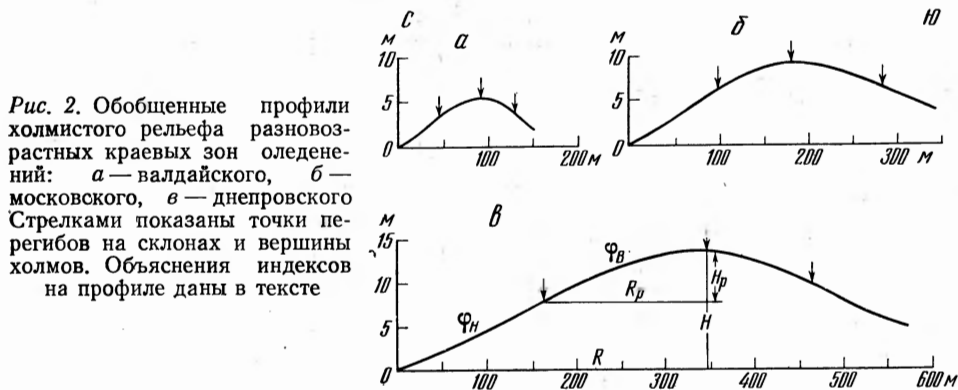


Рис. 2. Обобщенные профили холмистого рельефа разновозрастных краевых зон оледенений: а — валдайского, б — московского, в — днепровского. Стрелками показаны точки перегибов на склонах и вершины холмов. Объяснения индексов на профиле даны в тексте

ком в процессе образования краевых напорных гряд. При сравнении профилей, построенных инструментальным методом непосредственно на местности, хорошо заметна разница между массивными среднеплейстоценовыми формами рельефа краевых зон и более дифференцированными позднеледниковыми. Характеристикой таких изменений может служить величина показателя ритма рельефа \bar{A} , который в данном случае представляет собой среднее расстояние между перегибами на профиле (местами, где кривизна профиля меняет свой знак на противоположный).

Значения ритма рельефа, полученные по картографическим материалам (A) и в результате обработки инструментальных профилей (\bar{A}), отличаются из-за генерализации рельефа на картах почти на порядок. В то же время тенденция возрастания параметра с севера на юг сохраняется, что подтверждает объективность обоих методов. Средняя крутизна как верхней (I_B), так и нижней (I_H) частей склонов в районах валдайского оледенения достигает 3—4°. На участках краевых зон днепровского и московского оледенений, не затронутых послеледниковой линейной эрозией, склоны в среднем в 1,5 раза положе, чем в районах валдайского оледенения (табл. 2).

Выполаживание склонов в районах более древней ледниковой морфоскульптуры заметно и по изменению показателя, названного нами

показателем выположенности:

$$T = \frac{l_p - l}{l} 100 \%,$$

где l_p — длина профиля, l — длина его проекции на горизонтальную плоскость. Чем положе формы рельефа, тем меньше величина T .

Различия между поздне- и среднелейстоценовыми гляциальными формами нельзя полностью отнести за счет вторичной переработки. Из приведенных профилей (рис. 2) очевидно, что в процессе длительного выполаживания сравнительно свежего ледникового рельефа крупные формы, подобные краевым образованиям днепровского и московского возраста, возникнуть не могут.

Как предполагает А. А. Асеев [11, с. 169], имелись «существенные различия ледникового морфогенеза при деградации различных оледенений, обусловленные еще неизвестными нам в полной мере различиями палеогеографических условий», в частности воздействием общего тектонического опускания и минимальной вязкостью близкого к состоянию изотермии, продвинувшегося далеко к югу льда. Также не исключено, что некоторые массивные среднелейстоценовые гляциальные формы являются цоколями крупных массивов и гряд ледникового рельефа, подобного позднеплейстоценовому. Денудационные процессы успели уничтожить в их пределах отдельные моренные холмы.

ВЫВОДЫ

Продолжительное субэаральное развитие форм ледникового генезиса изменяет многие их характеристики, поэтому зонам разновозрастной ледниковой морфоскульптуры соответствуют определенные величины морфометрических показателей.

Изменения происходят, с одной стороны, под влиянием склоновых процессов повсеместно выполаживающих рельеф и уничтожающих мелкие формы. Другой важнейший фактор — линейная эрозия — проявляется локально, но действует гораздо интенсивнее, приводя к расчленению и в конечном итоге к полному уничтожению реликтовых древнеледниковых форм.

Для дифференциации краевых зон древнеледникового рельефа по возрасту лучше использовать показатели, отражающие тенденцию к выполаживанию: показатель «ритма рельефа», количество мелких замкнутых контуров, уклоны, длину горизонталей, показатель выположенности. Видимо, конкретные значения показателей в других древнеледниковых районах будут иными, однако общая тенденция к их уменьшению при движении в районы со все более древним рельефом должна сохраняться.

Морфометрические показатели предпочтительнее снимать с построенных в поле профилей или использовать для этой цели крупномасштабные карты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Соколов Н. Н. К вопросу о генезисе и эволюции ледниковых форм равнин. — В кн.: Проблемы физической географии. Вып. 1. Л.: Изд-во АН СССР, 1934, с. 65.
2. Gripp K. Über die äusserrste Grenze der letzten Vereisung in Nordwest — Deutschland. — In: Mitteilungen der geographischen Gessellschaft in Hamburg. V. XXXVI Hamburg Z. Friederichsenn C, 1924, S. 109.
3. Якушко О. Ф., Марьина Л. В., Мысливец И. А. Основные этапы формирования и геоморфологии Браславской возвышенности. — В сб.: Стратиграфия и геоморфология антропогена. Минск: Наука и техника, 1975, с. 236.
4. Якушко О. Ф., Марьина Л. В. Некоторые особенности морфометрического анализа рельефа краевых образований померанской стадии на территории Белоруссии. — В сб.: Тезисы докладов V Всесоюзного совещания по изучению краевых образований материковых оледенений. Киев: Наукова думка, 1976, с. 41.
5. Фомин И. А. Анализ крутизны склонов моренно-грядового рельефа Калининской области. — Уч. зап. Калининск. пед. ин-та, 1969, т. 68, с. 129.
6. Серебряный Л. Р., Чулленкова И. Н. Густота озер как показатель возраста гляциенной морфоскульптуры (опыт применения морфометрического анализа в северо-западных районах Русской равнины). — Геоморфология, 1973, № 4, с. 79.

7. Чукленкова И. Н. Расчлененность водоразделов разновозрастного ледникового рельефа.— Геоморфология, 1977, № 3, с. 97.
8. Дементьев В. А. К характеристике морфометрии рельефа Белоруссии.— В кн.: Тр. географического факультета. Минск: Изд-во Белорусск. ун-та, 1958, вып. 1, с. 3.
9. Гурский Б. Н. Краевые образования на территории Белоруссии и некоторые особенности их формирования.— В кн.: Краевые образования материковых оледенений. Киев: Наукова думка, 1958, с. 81.
10. Возгрин Б. Д. К вопросу о предельной границе распространения московского ледника в Среднем Приднепровье.— В кн.: Тезисы докладов V Всесоюзного совещания по изучению краевых образований материковых оледенений. Киев: Наукова думка, 1976, с. 60.
11. Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974, с. 320.
12. Спиридонов А. И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. М.: Высшая школа, 1970, с. 456.
13. Ченцов В. Н. Морфометрические показатели на геоморфологической карте мелкого масштаба.— Тр. Ин-та геогр. АН СССР. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1948, вып. 39, с. 291.
14. Борзов А. А. Геоморфология Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1934, с. 72.

Институт географии АН СССР
Институт физики Земли АН СССР

Поступила в редакцию
17.VII.1981

**AN EXPERIENCE IN MORPHOMETRIC ANALYSIS
OF GLACIAL LANDFORMS DIFFERING IN AGE
(WITH SPECIAL REFERENCE TO BYELORUSSIA)**

МАККАВЕЕВ А. Н., ЛУКИНА Е. Н.

S u m m a r y

Morphometric indices calculated on the basis of cartographic materials and geodetic profiling data processing proved to be essentially different within marginal zones of the Valdai, Moscow and Dnieper glaciations; this allows to estimate relative age of glacial relief as well as to make a guess at trends of the relief re-modelling. Slope processes acting universally tend to planate topography and to destroy small landforms. Another factor of great importance is linear erosion which acts locally and results in dissecting the surface and finally in elimination of all relict glacial landforms. To delimit marginal zones of heterochronous ice sheets these indices should be used which reveal a tendency towards flattening such as: «rhythm of topography» index, number of small closed contours, slope angles, contourlines length, index of planation. The values of the indices change regularly as one passes from younger to older glacial topography.