

11. *Ажгиревич Л. Ф.* Буроугольная формация кайнозоя Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1981. 205 с.
12. *Ажгиревич Л. Ф., Вольская Л. С., Шевченко А. В., Неделин С. Л.* Генетические типы и закономерности угленакопления Брестской впадины//Литология и геохимия кайнозоя Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1983. С. 5—12.
13. *Гойжевский А. А.* Унаследованные речные долины Украинского щита//Геоморфология. 1983. № 2. С. 63—67.

Институт геохимии и геофизики
АН БССР

Поступила в редакцию
13.III.1986

Минский отдел Лаборатории
аэрометодов Министерства
геологии СССР

BURIED TROUGHS IN BYELORUSSIA ACCORDING TO THE SPACE PHOTOES DATA

MATVEEV A. V., AZHGIREVICH L. F., VOLSKAYA L. S., NEDELIN S. L.

Summary

For the first time the map of buried troughs has been compiled for the Byelorussia's territory based on the space photoes data. These ancient landforms are established to be mostly of sub-latitude and sub-longitude directions, which correspond to the directions of main tectonic structures. The troughs were formed at the Pre-Quaternary stage. Deposits lying in the troughs are promising for the search for brown coal and other mineral resources.

УДК 551.435.64(234.86)

МОСКОВКИН В. М., КЛЮКИН А. А., НЕВСКИЙ В. Н.

СТРОЕНИЕ ОСЫПЕЙ ФЛИШЕВОГО НИЗКОГОРЬЯ КРЫМА

В работах по аналитическому изучению крупнообломочных склоновых отложений [1—3] отмечено, что от вершины к подножию осыпи возрастает крупность обломков и наблюдается постепенный переход от хаотичного к более упорядоченному расположению частиц вследствие особенностей движения обломков разной массы и формы перед их аккумуляцией на теле осыпи. Это позволяет выделить в рельефе три литодинамические зоны, а в осыпных отложениях три литофации, которые в дальнейшем будут обозначаться индексами *A*, *B* и *C*. Ниже показана возможность разделения литофаций по структуре и текстуре на примере осыпей флишевого низкогорья Крыма. Условия формирования осыпей этой территории освещались ранее [4, 5].

Объектом изучения служили 10 неразмываемых и размываемых осыпей хребта Голлер и урочища Аунлар. Осыпи находятся здесь под невысокими уступами, сложенными таврическим нормальным терригенным флишем, в котором ритмично чередуются дислоцированные слои песчаников, алевролитов и аргиллитов. Первые поставляют на осыпь в основном щебень и мелкие глыбы, вторые — щебень, а третьи — дресву и мелкий щебень.

В разных частях осыпей по стандартной методике определялись granulometric состав отложений до глубины 1,1 м, морфометрические коэффициенты и ориентировка длинной оси крупных обломков, естественная влажность и плотность отложений. Структурный и текстурный анализ позволил рассчитать медианный (средний) размер обломков (d_{50}), коэффициенты сортированности ($K_0 = d_{75}/d_{25}$), уплощенности ($K_y = \frac{b}{c}$) и удлиненности ($K_d = \frac{a}{b}$) [3], где *a*, *b*, *c* — размеры длинной, средней и короткой осей обломков, а d_{25} , d_{50} , d_{75} — диаметр частиц, определенный на абсциссе интегральной кривой и соответствующий 25, 50 и 75% распределения. Количественные показатели использовались для характери-

Морфометрическая характеристика крупнообломочных частиц в осыпных отложениях

Фа- ция	Гранулометричес- кий состав	Петрографический состав	Крутизна поверх- ности, град	d_{50} , мм	K_0	K_y	K_d
A	Щебень, мелкие глыбы	Преимущественно песчаник	0—20	40—100	2—7	1,6—2,3	1,5—1,6
B	Преимуществен- но щебень	Песчаник, алевро- лит	15—35	~20	3—15	2,3—3,6	1,6—1,8
C	Преимуществен- но дресва	Преимущественно аргиллит	30—38	2—6	3—110	3,6—5	1,8—2,2

стики литофаций осыпных отложений, выделенных по внешним признакам.

Гранулометрический состав осыпных отложений характеризуется увеличением медианного размера обломков от вершины осыпи к ее подножию. Эта известная закономерность [6] наиболее ярко проявляется у неразмываемых осыпей. На их поверхности по крупности обломков хорошо выделяются фация A, или фация подножия осыпи, фация B, или средняя, которая является как бы переходной от фации A к фации C, и фация C, или привершинная, к которой относится до двух третей длины неразмываемой осыпи. Качественные и количественные характеристики отложений этих фаций приведены в табл. 1. Из таблицы следует, что от вершины осыпи (фация C) к ее подножию (фация A) уменьшается крутизна поверхности, увеличивается медианный размер обломков, уменьшается их уплощенность, удлиненность и обломки становятся более изометричными, ухудшается сортировка отложений по крупности.

Размываемые осыпи обычно не имеют столь четких фациальных различий. Их отложения относятся практически только к фации C, так как наиболее крупные обломки фаций A и B, аккумулирующиеся у подножия, периодические подвержены размыву. При значительных паводках, селях или штормах размывается вся осыпь.

Для отложений неразмываемой и размываемой осыпи в качестве примера построены интегральные кривые гранулометрического состава (рис. 1, 2). Рисунок 1 характеризует гранулометрический состав фаций B (кривая 1) и C (кривые 2—4) неразмываемой осыпи. Кривая 1 построена по усредненному составу двух проб, отобранных с глубины 10 и 30 см, кривая 2 — пяти проб (10, 30, 50, 70, 90 см), кривая 3 — шести проб (10, 30, 50, 70, 90, 110 см), кривая 4 — двух проб (10, 30 см). Эти кривые наглядно отображают значительное отличие отложений фаций B и C и подчеркивают большое сходство отложений внутри фации C. Отмечается большое сходство гранулометрического состава отложений фации C неразмываемой (рис. 1, кривые 2—4) и размываемой осыпи (рис. 2), у которой фации A и B практически отсутствуют. Кривые 1, 3 и 4, изображенные на рис. 2, построены по пробам, отобранным у поверхности (0—10 см), а кривая 2 — на глубине 20—30 см.

Интегральные кривые, характеризующие гранулометрический состав приповерхностных отложений осыпи (рис. 2, кривые 1, 3, 4), расположены друг над другом в зависимости от удаления точек отбора проб от основания осыпи. Это свидетельствует о том, что с приближением к вершине осыпи увеличивается содержание всех фракций размером менее 20 мм. Вблизи $d=0,06$ мм четко выражена вторая меньшая мода. Интересен факт сходимости кривых при $d \leq 0,03$ мм. На этом отрезке кривые идут параллельно и очень близко друг от друга, что свидетельствует о практически одинаковом содержании тонких фракций во всех приповерхностной части отложений фации C. В этом слое, в направлении от вершины к подножию осыпи, увеличивается медианный размер обломков и уменьшаются значения коэффициентов сортированности, уплощенности и удлиненности.

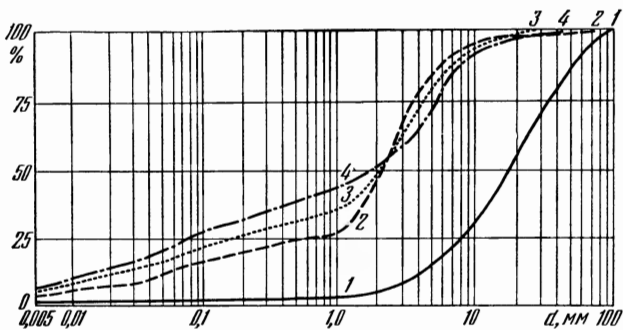


Рис. 1. Интегральные кривые гранулометрического состава отложений неразмываемой осыпи. Кривая 1 (фация В) и кривые 2—4 (фация С) построены по пробам, отобранным соответственно в 18, 22, 30 и 36 м от подножия осыпи длиной 38 м

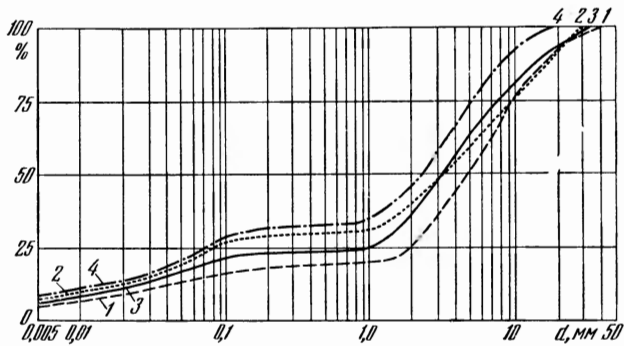


Рис. 2. Интегральные кривые гранулометрического состава отложений размываемой осыпи. Кривые 1—4 (фация С) построены по пробам, отобранным соответственно в 1,5; 2,5 и 3,5 м от подножия осыпи длиной 4 м

Поверхностный слой осыпных отложений содержит мало глинистых и пылеватых частиц, характеризуется, как правило, более высоким значением медианы по сравнению с более глубокими слоями. Отмечены колебания медианного размера по глубине разреза в пределах от 1,8 до 8,0 мм. Они особенно свойственны размываемым осыпям в связи с большей подвижностью их субстрата и другими причинами.

Осыпные отложения поверхностного слоя в условиях длительной сухой погоды характеризуются малой влажностью (2—5%) и вовлекаются в движения типа «сухого» крипа. С глубины 10—30 см влажность повышается до 10—11% (табл. 2). Это слой характеризуется более высоким содержанием глинисто-пылеватых частиц, что объясняется «вымыванием» их из поверхностного слоя атмосферными осадками и склоновым стоком. При значительном увлажнении осыпные отложения характеризуются слабой связностью и испытывают при вязкопластичной консистенции заполнителя движения типа «мокрого» крипа, особенно в условиях крутизны поверхности, близкой к углу естественного откоса. Подошва «активного» слоя при этом типе массовых движений грунта находится обычно на глубине 10—30 см.

Плотность грунта в общем возрастает от основания осыпи к ее вершине вслед за уменьшением размеров обломков, а также в глубь разреза за счет уплотнения, увеличения влажности и вымыва мелкозема (табл. 2).

Следует отметить, что пробы грунта отбирались до глубины около 1 м, так как эта мощность характерна для осыпных отложений района [5]. Взятие проб с больших (нехарактерных) глубин не представлялось возможным по техническим причинам (неустойчивость осыпи).

Физические и морфометрические характеристики отложений крупной осыпи в урочище Аунлар

Расстояние от основания осыпи, м	9	10	15	17	18	19	20	22	25	28	30	32	34	35	36	
Характеристика отложений	d_{50}		d_{50}	d_{50}	d_{50}		Ψ	d_{50}	γ	Ψ	d_{50}	γ	Ψ	d_{50}	γ	
	60		46	22			2,6 10,0 7,6 9,6 7,6	3,5 2,2 2,2 1,6 2,0	1,38 1,40 1,41 1,48 1,52	4,2 11,0 7,8 9,9 7,9	Ψ	2,3 1,7 2,4 2,0 2,2	1,42 1,41 1,41 1,38 1,51 1,58	2,4 9,9	2,1 1,8	1,48
Глубина отбора проб, м	0,0—0,1 0,1—0,3 0,3—0,5 0,5—0,7 0,7—0,9 0,9—1,1															
Коэффициент уплотненности, K_y	2,0		2,2	3,4			3,5	3,6	4,0		4,2	4,3	4,7	4,3		
Коэффициент удлиненности, K_d	1,5		1,7	1,8			1,8	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	2,1	2,2		

Примечание. d_{50} — медианный размер частиц, мм; Ψ — влажность отложений, %; γ — плотность при естественной влажности, г/см³.

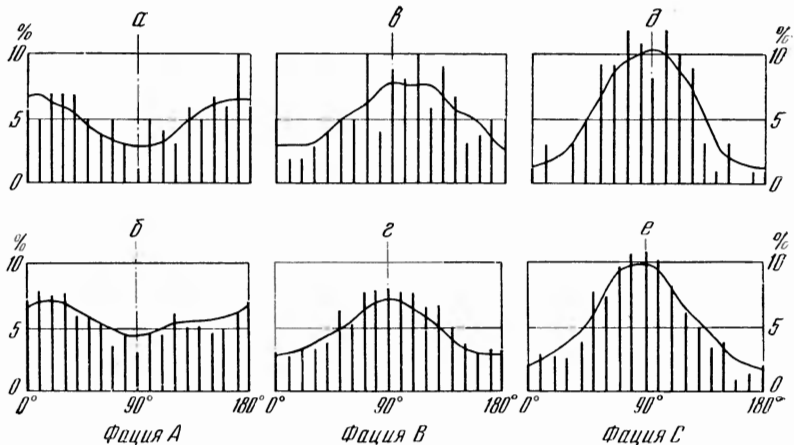


Рис. 3. Ориентировка длинных осей обломков в осыпных отложениях: а, в, д — гистограммы конкретных точек наблюдения, б, г, е — обобщенные гистограммы

Перейдем теперь к текстурному анализу осыпных отложений. Замеры ориентировки длинных осей крупных обломков проводились в разных частях нескольких неразмываемых и размываемых осыпей. Результаты измерений на поверхности всех фаций осыпных отложений изображены в виде гистограмм (рис. 3). На рис. 3, а, в, д приведены примеры гистограмм, построенных по данным одной «точки» наблюдения (100 замеров на площади 0,5—1 м²), а на рис. 3, б, г, е построены усредненные гистограммы по данным пяти—восьми «точек» наблюдения. Азимут 90° на рис. 3 условно выбран за направление наклона осыпи — направление скатывания обломков. Назовем его азимутом продольной ориентировки длинных осей обломков. Тогда азимуты 0° и 180° соответствуют поперечной ориентировке длинных осей обломков. Для большей наглядности и более удобного сравнения гистограммы сглажены по методу «скользящего окна» [7]. На рис. 3 сглаживание показано кривой линией.

Анализ гистограмм выявил, что крупнообломочные частицы отложений каждой фации осыпи характеризуются определенной ориентировкой длинных осей. В фации А обломки имеют в общем хаотическую ориентировку длинных осей при незначительном преобладании поперечной ориентировки, когда длинная ось обломков перпендикулярна к направлению скатывания (рис. 3, а, б). Обломки фации В тоже обладают значительной хаотичностью ориентировки. Но преобладает уже продольная ориентировка, когда длинная ось обломков субпараллельна продольной оси осыпи (рис. 3, в, г). Фашия С характеризуется явным преобладанием продольной ориентировки длинных осей обломков (рис. 3, д, е).

Ориентировка обломков является следствием их движения по поверхности осыпи. Из анализа гистограмм следует, что преобладающее движение крупных обломков, образующих фацию А, — качение, а фации В и С — скольжение, преимущественно массовое. Рассмотрим особенности перемещения обломков по осыпи.

Обломки, падающие на осыпь и слагающие ее, имеют разные размеры и форму. Главную роль играет уплощенный дресвяно-мелкощепнистый материал, угол естественного откоса которого около 36—38°. Этот материал, как отмечалось ранее, образует фацию С.

Сравнительно небольшие уплощенные обломки при падении с уступа достигают подножия осыпи согласно физическому закону их движения. После падения на поверхность осыпи они могут двигаться: 1) качением с последующим падением на главную плоскость и скольжением по ней или 2) скольжением по главной плоскости, нередко совместно с другими обломками, находящимися в поверхностном слое осыпи (сухой крип). Второй тип движения наиболее характерен для удлиненных обломков, качение которых невозможно.

Массовое кратковременное скольжение группы обломков вызывается следующими основными причинами: 1) положительным балансом материала в верхней части осыпи и возрастанием крутизны поверхности, 2) подрезкой осыпи и 3) ударным воздействием крупных обломков, упавших сверху. В последнем случае возможно одновременное смещение обломков сравнительно сухого верхнего слоя осыпи до 10—20 см. Подобное движение очень напоминает флюидальное, поэтому длинные оси обломков ориентированы в основном по направлению смещения, так как в этом случае сцепление между подвижной и неподвижной частями осыпного тела будет минимальным. Не исключены и другие причины массового движения обломков, связанные с колебанием температур и влажности грунта, капельно-ударным воздействием дождя и т. д.

Обломки, формирующие фацию А, переместились туда посредством салятации и качения. Это сравнительно крупные и относительно изометричные обломки. Ось вращения при их движении по поверхности осыпи совпадает с малой осью обломка с (качение по периметру обломка). При торможении у подножия осыпи обломок переходит на качение вокруг длинной оси а и быстро останавливается. Механика этого процесса следующая. Изометричный обломок, катящийся по осыпи, достигает большой угловой скорости вращения, и его поведение напоминает гироскоп. При наличии внешнего воздействия (трения качения) устойчиво только вращение вокруг главной оси, соответствующей наибольшему значению момента инерции, т. е. наибольшему радиусу вращения. Это ось с. Ориентировка оси вращения, поперечная к направлению скатывания, устойчивая. Поверхность оказывает минимальное сопротивление движению обломка. Но угловая и линейная скорости падают и ось с становится неустойчивой, когда обломок попадает на пологую поверхность. В этом случае он переходит на качение вокруг оси а, т. е. к меньшему значению момента инерции. Качение вокруг оси а происходит с меньшими затратами энергии, чем качение вокруг оси в. Поэтому после качения вокруг оси с обломок переходит на качение вокруг оси а. Такой механизм движения объясняет преобладающую поперечную ориентировку длинных осей обломков в фации А. Он же объясняет и особенности формирования фации В. Последнюю слагают уплощенные обломки среднего размера. При потере своей кинетической энергии они должны перейти на качение вокруг оси а, но это невозможно вследствие значительной их уплощенности. После непродолжительного скольжения обломки останавливаются, как бы наткаясь на более крупные обломки фации А.

Таким образом, отложения трех литофаций, выделенных в осыпях флишевого низкогорья Крыма, являются следствием движения обломков по поверхности осыпи и достаточно хорошо отличаются друг от друга по структурным и текстурным признакам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Трофимов А. М., Бутаков Г. П. Количественные генетические признаки некоторых типов крупнообломочных склоновых образований (на примере Среднего Поволжья)//Вопр. география. 1971. Сб. 85. С. 129—134.
2. Бутаков Г. П., Дедков А. П. Аналитическое изучение крупнообломочного материала. Казань: Изд-во Казанского ун-та. 1971. 80 с.
3. Борсук О. А. Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях (на примере Забайкалья). М.: Наука, 1973. 111 с.
4. Клюкин А. А., Новиков В. Е., Толстых Е. А. Формирование осыпей в оврагах флишевого низкогорья Крыма//Проблемы изучения экзогенных геологических процессов. Минск: БелНИГРИ, 1981. С. 102—106.
5. Клюкин А. А., Московкин В. М., Невский В. Н. Эволюция и возраст осыпей флишевого низкогорья Крыма//Геоморфология. 1985. № 3. С. 18—23.
6. Kirkby M. J., Statham Ian. Surface stone movement and scree formation//J. Geol. 1975. V. 83. № 3. P. 349—362.
7. Лакин Г. Ф. Биометрия. М.: Высш. шк., 1973. 343 с.

ВНИИ по охране вод,
Симферопольский государственный
университет

Поступила в редакцию
7.VIII.1986

Summary

3 dynamic zones are distinguished at talus as well as 3 lithofacies are identified in the deposits. The subdivision is based on granulometric data, median size, sorting, elongation and flattening coefficients, long axes direction etc. The mechanism of the debris movement in the talus is explained which accounts for the separation into 3 facies.

УДК 551.4 : 550.34(234.9)

НЕСМЕЯНОВ С. А., ШМИДТ Г. А., ЩЕГЛОВ А. П.

**МОРФОСТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ
ЮЖНОГО СКЛОНА ЗАПАДНОГО КАВКАЗА**

На западе Большого Кавказа известны землетрясения с магнитудой 5,5—6,3. Однако по палеосейсмодислокациям для районов к югу от г. Анапы и в водораздельной части хребта (зона Чхалтинских землетрясений) предполагается сейсмичность более 9 баллов [1, 2]. Поэтому анализ распространения и структурного положения сейсмодислокаций важен для уточнения исходной сейсмичности районов крупнейших курортов Черноморского побережья Кавказа.

Морфоструктуры Западного Кавказа описывались по-разному. Одни исследователи выделяли здесь единое новейшее сводово-глыбовое сооружение, нарушенное редкими поперечными флексурами и разрывами [3—6], другие отдают предпочтение густой системе поперечных дислокаций [7], а третьи отмечают присутствие различно ориентированных локальных структур [2, 8, 9], с которыми связываются крупные массивы гравитационных накоплений, в том числе и предположительно сейсмогенных [2, 10].

Предложенная одним из авторов детальная схема неоструктурного районирования Северо-Западного Кавказа [11] позволяет уточнить структурное положение крупнейших предположительно сейсмогравитационных образований (рисунок). Это горное сооружение представляет собой новейший мегасвод, в пределах которого продольные структуры обладают большей амплитудой новейших движений, чем поперечные. Сам мегасвод ограничен региональными флексурно-разрывными и флексурными зонами с амплитудой вертикального смещения подошвы новейших моласс в несколько километров. Выделенные ранее западный и центральный сегменты разделены Пшехско-Адлерской поперечной зоной мезозойского или более древнего заложения [5]. Последняя представляет собой широкую полосу поперечного дробления, по разные стороны от которой границы новейших структур не совпадают, а сами структуры различны по «набору» и литологии слагающих их толщ. Если западный сегмент целиком сложен довольно пластичными преимущественно терригенными отложениями мезозоя и палеогена, то в центральном сегменте поднятия осевой зоны представлены более «жесткими» домезозойскими метаморфизованными осадочными и магматическими образованиями, а на его южном склоне широко развиты карбонатные толщи мезозоя. Это различие сказывается на морфологии новейших структур [11] и характере морфоскульптуры [12].

В низкорогной осевой зоне западного сегмента обособляются Баканский, Афицкий и Семашхинский пологие брахисводы, разделенные Геленджикской и Туапсинской поперечными зонами. У Баканского и Афиц-