

12. *Ермаков Н. П.* Схема морфологического деления и вопросы геоморфогенеза Советских Карпат.— В кн.: Тр. Львовск. геол. о-ва. Геол. сер. Львов: Изд. ЛГО, 1948, в. 1, с. 62.
13. *Гофштейн И. Д.* Неотектоника і морфогенез Верхнього Придністров'я. Київ: Вид-во АН УССР, 1962. 132 с.
14. *Лесняк В. Ф.* О геологии железорудных проявлений в коре выветривания эффузивов Закарпатской области.— В кн.: Геологический сборник. Львов: Изд-во ЛГУ, 1957, в. 4, с. 121.
15. *Каманин Л. Г., Иванова Г. А.* К геоморфологии предгорной полосы юго-западного Закарпатья.— В кн.: Тр. Ин-та географии АН СССР, 1954, в. 62, с. 124.
16. *Адаменко О. М. и др.* Позднеплиоценовая микротерииофауна и красноцветных галечниках Закарпатья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 4, с. 67.
17. *Демедюк Н. С.* Древние поверхности выравнивания Украинских Карпат.— Геоморфология, 1982, № 3, с. 36.
18. *Адаменко О. М. и др.* Стратиграфия антропогенных отложений Закарпатья.— В кн.: Палеонтологический сборник. Львов: Изд-во ЛГУ, 1982, № 19, с. 28.
19. *Рыбакова Н. О., Стрельцова Т. В.* К характеристике палеогеновых отложений некоторых разрезов Солотвинской впадины.— В кн.: Очерки по геологии Советских Карпат. М.: Изд-во МГУ, 1966, с. 125.
20. *Михайлова Н. П., Глевасская А. М., Цыкора В. Н.* Палеомагнетизм вулканогенных пород и реконструкция палеомагнитного поля карпатского неогена. Киев: Наукова думка, 1974. 150 с.
21. *Багдасарян Г. П., Данилович Л. Г.* Новые данные об абсолютном возрасте вулканических образований Закарпатья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 9, с. 17.
22. *Кравчук Я. С.* Геоморфология Пригорганского Предкарпатья: Автореф. дис. на соискание уч. ст. канд. геогр. наук. Львов: ЛГУ, 1971. 20 с.
23. *Тимофеев Д. А., Уфимцев Г. Ф., Онухов Ф. С.* Терминология общей геоморфологии. М.: Наука, 1977. 200 с.
24. *Спиридонов А. И.* Геоморфология европейской части СССР. М.: Высшая школа, 1978. 336 с.
25. *Гофштейн И. Д.* Современные движения земной коры и рельеф Восточных Карпат.— В кн.: Современные движения земной коры. Киев: Наукова думка, 1980, с. 149.
26. *Скварчевская Л. В.* В геоморфологии долин рек Стрыя и Опора. В кн.: Географический сборник. Львов: Изд-во ЛГУ, 1956, в. 3, с. 27.

Институт геологии и геохимии  
горючих ископаемых АН УССР

Поступила в редакцию  
10.V.1984

## ON PEDIMENTS OF THE POLISH-SLOVAKIAN AND UKRAINIAN CARPATHIANS

HOFSTEIN I. D.

### Summary

The comparison of planation surfaces of the Polish-Slovakian and Ukrainian Carpathians permits to conclude about spreading of pediments in the Ukrainian Carpathians and adjoining troughs.

УДК 551.432.3(571.56)

ДИК И. П.

## БЛОКОВЫЙ РЕЛЬЕФ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ И ЕГО РАСЧЛЕНЕНИЕ

В связи со строительством Байкало-Амурской железнодорожной магистрали и освоением территории Южной Якутии нами проводились геоморфологические исследования региона Южно-Якутского ТПК, некоторые результаты которых приведены ниже. Методика работ включала анализ трех основных характеристик рельефа — глубины расчленения, густоты речной сети и высотных отметок вершинной поверхности. Степень расчленения определялась нами по сочетанию горизонтального и вертикального расчленения в их количественной интерпретации. Всего было выделено пять категорий сложности рельефа, выбраны эталонные участки и составлена соответствующая палетка. Все исследования проводились на среднемасштабной топографической основе.

При анализе вершинной поверхности мы исходили из того, что рельеф Южной Якутии характеризуется длительной историей формирования [1, 2]. Отчетливое выражение в современном рельефе получила кайнозойская активизация тектонических движений. Следы более древних активизаций движений к настоящему времени значительно переработаны и выявляются нечетко. Однако большинство исследователей отмечает, что границы современных морфоструктур Южной Якутии заложены в мезозое (юра — мел), частично и ранее, а сами морфоструктуры могут быть унаследованными и неунаследованными (инверсионными).

Между современным рельефом и кайнозойской активизацией тектонических движений существуют в большинстве случаев прямые отношения. Поэтому составленные по методике Г. Ф. Уфимцева [3] карты вершинной поверхности позволяют получить информативный материал для реконструкции первично-тектонического рельефа, знака и интенсивности движений и проследить пространственную ориентировку разновысотных тектонических блоков, выраженных в ступенях рельефа. Ниже мы приводим характеристику разновысотных ступеней рельефа, а также основных особенностей расчленения территории.

### БЛОКОВЫЕ СТУПЕНИ РЕЛЬЕФА

Анализ картографических материалов показал, что границами крупных разновысотных морфоструктур служат лишь определенные изогипсобоиты с абс. высотами 500, 700, 1000, 1200 и 1500 м или близкими к ним отметками. Так, граница между Лено-Алданским плато и Алданским нагорьем проходит по изогипсобоите с отметкой 500 м (северные отроги хр. Суннагин) и 700 м (Центрально-Алданский и Верхнеамгинский морфоструктурные узлы). Изогипсобоита с отметкой 1000 м ограничивает мезозойско-кайнозойские депрессии в южной части Алданского нагорья. Осложняющие пологие вздутия земной коры более мелкие морфоструктурные единицы ограничены тектоническими уступами отн. высотой от первых десятков метров до 500—700 м. Перегиб вершинной поверхности соответствует изогипсобоите с абс. отметкой, близкой 1000 и 1200 м. Необходимо отметить, что уступы рельефа зачастую переработаны экзогенными процессами, что создает выпуклый профиль верхней части уступа и вогнутый — нижней, где накапливается сносимый рыхлый материал. Иногда перегибы принимаются некоторыми исследователями за уступы, которые фиксируют этапы развития рельефа.

Как будет показано ниже, в каждой крупной морфоструктуре или морфоструктурном узле наблюдаются своеобразные сочетания высотных ступеней рельефа. Ориентировка разновысотных ступеней рельефа как в крупных морфоструктурах, так и в морфоструктурах более низких порядков в одних случаях совпадает, в других наблюдается частичное ее совпадение, а иногда блоковые ступени имеют различное простираие.

В Центральноалданском морфоструктурном узле (рис. 1) высотные ступени рельефа в каждой отдельно взятой крупной положительной морфоструктуре более или менее параллельны, хотя сами морфоструктуры взаимно ориентированы под углом около 90 и 45—50° и имеют удлиненную (Верхнеселигдарское сводовое и Эльконское горстовое поднятия) и неправильную (Центральное инверсионное поднятие) формы. Здесь развиты ступени рельефа с абс. отметками 1000, 1200 и ~1500 м. Аналогичные сложные взаимоотношения морфоструктур, внутри которых в целом наблюдается простое соотношение блоковых ступеней рельефа, характерны для Мурунского, Соктокутского, Верхнеамгинского узлов, горных массивов Западные Янги и Эвота, т. е. для западной части Алданского нагорья. Во многом формирование рельефа указанных выше морфоструктурных узлов определено мезозойским магматизмом.

В восточной части Южной Якутии — в Тимптоно-Учурской горной стране отмечается несколько иной характер рельефа. Здесь выделяются крупные морфоструктуры, которые сопоставляются по размерам с площадями морфоструктурных узлов западной части территории. Морфо-

структуры группируются в протяженные зоны и полосы с резко различными абс. и отн. высотами, а также густотой речной сети. Наиболее отчетливо взаимоотношения блоковых ступеней рельефа проявлены в крупных положительных морфоструктурах со значительными абс. отметками.

В пределах хр. Суннагин (Суннагинский горст) общая ориентировка вершинной поверхности с абс. отметками 1000 и 1200 м имеет северо-восточное и субширотное направление. Высотные ступени рельефа с отметками 1500 м и более в восточной части ориентированы длинной осью на северо-восток ( $40-45^\circ$ ). Так же ориентирован и весь хребет. В западной части горного массива простираение блоковых ступеней уже широтное и северо-западное ( $310-315^\circ$ ). Лишь изредка простираение вершинной поверхности с отметками выше 1500 м совпадает с направлением более низких ступеней рельефа. Различное строение восточной и западной частей Суннагинского массива подтверждается анализом рисунка речной сети. При центробежном распределении гидросети в целом можно выделить несколько геометрических типов ее рисунка.

В восточной части рисунок речной сети прямоугольный — главные реки имеют меридиональное, реже широтное направление, их притоки, как правило, являются широтными. В западной части, где наблюдается значительное влияние на формирование рельефа Тыркандинской зоны глубинных разломов северо-западного простираения, рисунок сложный: главные реки характеризуются северо-западным и широтным направлениями, а их притоки — самым разнообразным. Поэтому на одних участках мы видим древовидный рисунок речной сети, на других — перистый, на третьих — решетчатый.

В Идюмском горном массиве (Идюмское поднятие), где выделяются два уровня, преобладает вершинная поверхность с абс. отметками 1200—1300 м с субширотной ориентировкой. Тектонические ступени рельефа с отметками поверхности более 1500 м имеют северо-западное ( $310-315^\circ$ ) простираение. Изредка, на отдельных участках, ориентировка таких ступеней совпадает с направлением границ поднятия (запад — северо-запад).

Наиболее высоко поднятые ступени рельефа с отметкой вершинной поверхности более 2000 м на территории Южной Якутии распространены мало и характеризуются самым разнообразным простираением. В пределах Суннагинского хребта такие ступени имеют широтное и меридиональное направления, в Токинском Становике — северо-западное ( $290-295^\circ$ ) и иногда совпадают с направлением границы горного массива (горста), имеющего четко выраженное тектоническое очертание. В Нимганском горном массиве простираение ступеней рельефа с отметками более 2000 м северо-западное ( $310-315^\circ$ ) и северо-восточное ( $40-45^\circ$ ), хотя сам массив ориентирован в меридиональном направлении. В кряже Зверева аналогичные ступени рельефа имеют широтное простираение и совпадают с ориентировкой главных элементов рельефа.

Таким образом, основные особенности ориентировки главных категорий рельефа Южной Якутии определены ортогональной и диагональной ( $40-45$  и  $310-315^\circ$ ) системами разломов, а также субширотными северо-западного простираения ( $290-295^\circ$ ) дизъюнктивными структурами. При этом намечаются преобладающие ориентировки разновысотных ступеней рельефа. Так, ступени с отметкой вершинной поверхности около 1000 м имеют широтное, северо-западное и северо-восточное простираения; 1200 и 1500 м — широтное, меридиональное, северо-западное и се-

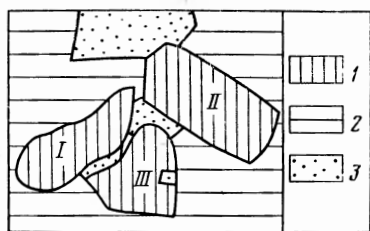


Рис. 1. Сочленение морфоструктур в Центральном алданском морфоструктурном узле

1 — положительные морфоструктуры; 2 — впадины; 3 — морфоструктуры переходных зон. I — Верхнеселигдарское сводовое поднятие; II — Эльконский горст; III — Центральное инверсионное поднятие

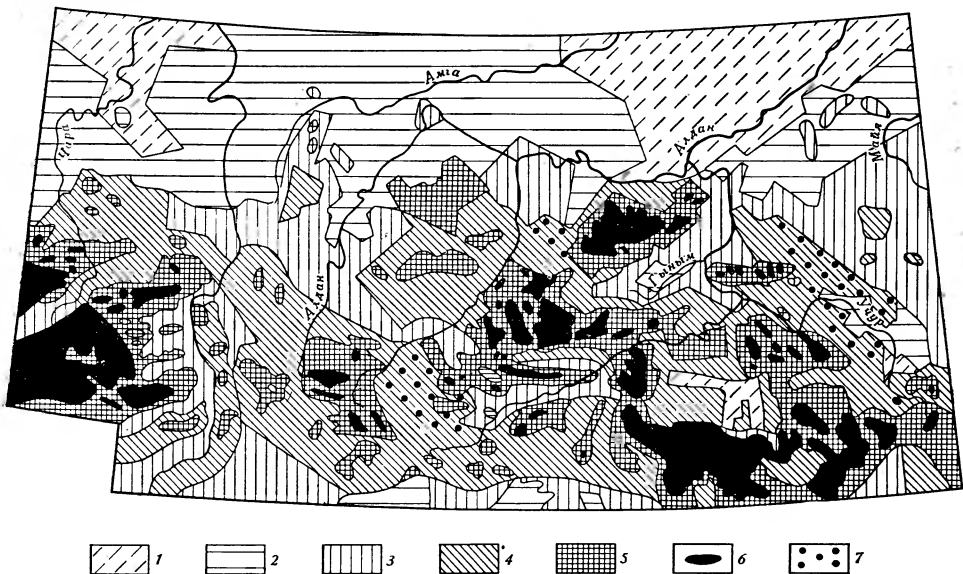


Рис. 2. Схема блокового рельефа Южной Якутии и прилегающих территорий  
1—6 — абс. отметки вершинной поверхности блоковых ступеней рельефа, м (1 — менее 500; 2 — 500—700; 3 — 700—1000; 4 — 1000—1200; 5 — 1200—1500; 6 — более 1500);  
7 — фрагментарно развитые участки вершинной поверхности

веро-восточное; ориентировка ступеней рельефа с отметкой более 2000 м определена ортогональной и диагональной системами разломов и субширотными северо-западными тектоническими нарушениями. Как видно, чем выше абс. отметки поверхности тектонических блоков, тем сложнее их ориентировка.

В целом из схемы распределения высотных ступеней рельефа (рис. 2) видно, что основная блоковая ступень с отметкой вершинной поверхности около 1000 м северо-западного простираения служит как бы пьедесталом для рельефа с более высокими абс. отметками поверхности. Кроме того, с юго-востока на северо-запад происходит уменьшение абс. высот с 2400 м (хр. Токинский Становик) до 500—700 м (междуречье рек Амги и Олекмы). В этом же направлении уменьшаются раздробленность вершинной поверхности, её деформация и степень расчленения рельефа, т. е. более однородным становится геоморфологическое поле (под геоморфологическим полем мы понимаем характер земной поверхности).

Юго-западнее, отходя от основной ступени, выделяется еще одна ступень рельефа. Здесь также происходит уменьшение абс. высот с юго-востока на северо-запад и соответственно степени расчленения и раздробленности вершинной поверхности. Эта ступень рельефа на северо-западе через систему различно ориентированных горных массивов сочленяется с хребтами Байкальской горной страны Кодар и Удокан.

Кроме отмеченных нами генеральных блоковых ступеней рельефа можно выделить еще ряд зон с повышенной сложностью рельефа. Одна из таких зон имеет северо-восточное простираение и ограничена с запада долиной р. Тимптон, а с севера — широтным отрезком долины р. Алдан. Протягивается зона от р. Горбылях (правый приток р. Тимптон) до устья р. Учур. В эту зону входят в южной ее части широтно и субширотно ориентированные хребты и депрессии (хребты Брунгра, Мелемкенский, Ытымджинский и Бурпала; мезозойско-кайнозойские депрессии Ытымджинская, Гонамская, Гувилгринская, Токариканская).

В центральной части зоны наблюдается сложное сочетание различно ориентированных и поднятых горных массивов, в северной она представлена хребтом Суннагин. Остальные зоны имеют подчиненное значение и отличаются незначительной протяженностью. В большинстве случаев то или иное простираение одновысотных ступеней рельефа можно

проследить на сотни километров. Так, ступени рельефа северо-восточного направления с отметкой поверхности более 1500 м в западной части хр. Суннагин являются продолжением аналогичных блоковых ступеней Идюмского поднятия, а высотные ступени северо-восточной части хр. Суннагин — продолжением таких же ступеней рельефа правобережья р. Ломам. Таким же образом можно проследить ориентировку ярусов рельефа с другими абс. отметками.

Закономерное простираание одновысотных ступеней рельефа позволяет сделать предположение об их одновозрастности, а также определить основные простираания рельефообразующих разломов.

## РАСЧЛЕНЕНИЕ

Картометрические работы показали, что в большинстве своем между глубиной и густотой расчленения существует прямая функциональная зависимость, т. е. увеличение одного параметра приводит к увеличению другого.

Степень расчленения рельефа рассматриваемой территории колеблется в больших пределах. Средняя густота речной сети составляет 200—300 м/км<sup>2</sup>, а средняя глубина 300—500 м. Нами, как уже отмечалось, было выбрано пять категорий сложности рельефа. Столь сложная, мозаичная и пестрая картина суммарного расчленения при комплексном анализе (с учетом высотных ступеней рельефа) создает определенные трудности в интерпретации карт рельефа.

В то же время примененная методика позволила выявить некоторые особенности развития расчленения, на которых необходимо хотя бы вкратце остановиться.

Наименьшая расчлененность приурочена к плиоцен-раннечетвертичной и к сохранившимся участкам палеогеновой поверхности выравнивания. Здесь густота речной сети составляет не более 150 м/км, а глубина 80—120, а чаще всего 40—50 м (Нимыро-Ыллымахское междуречье, отдельные участки Токинского, Чульманского, Гынымского и Лено-Алданского плато). При восходящих тектонических движениях и дальнейшем расчленении территории наблюдается некоторое отставание темпов нарастания глубины расчленения от густоты, т. е. при довольно значительной густоте речной сети глубина расчленения остается еще небольшой. Соотношение параметров достигает 2,5 : 1,5, затем происходит резкое увеличение интенсивности вертикального расчленения.

Такие случаи особенно свойственны для участков, сложенных устойчивыми по отношению к экзогенным процессам породами, приурочены к краевым частям поверхностей выравнивания и характеризуют, видимо, начальные стадии расчленения территории при ее поднятии.

Несоответствие вертикального и горизонтального расчленения наблюдается в интенсивно расчлененных районах высокоподнятых горных массивов. В этом случае при резком увеличении глубины расчленения — более 600 м (наибольшие величины составляют 950—1000 м), плотность речной сети нарастает значительно медленнее.

Нам представляется, что в природе существует определенный предел нарастания длины речной сети, после которого происходит лишь незначительное горизонтальное расчленение и замедление темпов этого расчленения. Описанные выше несоответствия густоты и глубины речной сети, которые, по нашему мнению, можно было бы назвать геоморфологическими рубежами расчленения, фиксируют границы своеобразных этапов формирования рельефа. Представленная схема расчленения территории (рис. 3) несколько упрощена. Здесь выбраны три степени расчленения — слабое, среднее и интенсивное.

Для низшей степени принята глубина расчленения до 300 м, а густота < 300 м/км<sup>2</sup>; для средней — соответственно от 300 до 400—500 и 300—600; интенсивное расчленение — соответственно > 400—500 и > 600 м/км<sup>2</sup>.



1. Коржуев С. С. Морфоструктура и новейшие движения Якутии.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1968, с. 225.
2. Тимофеев Д. А. Некоторые общие вопросы неотектоники и морфотектоники на примере геоморфологической истории Южной Якутии.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1968, с. 235.
3. Уфимцев Г. Ф., Картографический анализ при изучении неотектоники горных стран.— Геология и геофизика, 1974, № 2, с. 79.

ПГО «Якутскгеология»

Поступила в редакцию  
14.XI.1983

## BLOCK TOPOGRAPHY IN SOUTHERN YAKUTIA AND ITS EROSIONAL DISSECTION

DIK I. P.

### Summary

Block structure is clearly pronounced in the southern Yakutia topography. Several topographic steps are distinguished, differing in absolute height and spatial orientation, the higher are the levels, the more various is their orientation. One level considered to be basal and to form pedestal for higher steps. At some regions increase in absolute heights proved to be inconsistent with the dissection density, certain boundaries of drainage density are established.

УДК 551.4(476)

МАТВЕЕВ А. В.

## РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА БЕЛОРУССИИ В АНТРОПОГЕНЕ

Для воссоздания основных этапов развития рельефа Белоруссии использованы разрезы около 2 тыс. буровых скважин, расчленение которых осуществлено с учетом опубликованных данных по палеонтологическому, литологическому и геоморфологическому обоснованию стратиграфической схемы антропогена Белоруссии [1—6]. С использованием названных материалов вначале строились карты глубин залегания кровли брестского (вильнюсского), налибокского (беловежского), александрийского (лихвинского) и шкловского (рославльского, одинцовского) горизонтов. В связи с тем что поверхность республики в муравинский (микулинский) этап практически мало отличалась от современной, специальная карта на это время не составлялась. Положение горизонтов устанавливалось однозначно только при нахождении хорошо распознаваемых межледниковых или предледниковых слоев. В случае же их отсутствия приходилось прибегать к расчетам. В частности, при наличии смежных разновозрастных морен абс. отметки межледниковой поверхности условно принимались равными высоте середины слоя межморенных отложений. Если же моренные образования в разрезе отсутствовали, тогда вся толща делилась на столько интервалов, сколько раз соответствующая территория покрывалась ледниками, исходя из существующих палеогеографических представлений [3]. Кровля каждого интервала отождествлялась с межледниковой поверхностью. При расчленении лишенных органики разновозрастных отложений обращалось также внимание на изменение вещественного состава.

Построенные карты затем исправлялись с учетом установленных ранее закономерностей ледниковой экзарации [7]. Ее величина для территории Белоруссии в среднем составляет для всего антропогенного эта-