

**ON THE CORRECTION TO CALCULATIONS
OF TOTAL NEOTECTONIC AMPLITUDES
OF THE EARTH'S SURFACE
FOR THE WORLD OCEAN LEVEL FLUCTUATIONS**

O. K. LEONTYEV

Summary

The author argues the necessity to take into account a correction for the World Ocean level change when total neotectonic movement amplitudes are calculated or neotectonic maps are compiled. The correction (when used on the scale of the whole planet) is shown to increase considerably the areas submerged during the neotectonic stage, which confirm the well-known hypothesis of progressive contraction of the Earth.

УДК 551.4

Г. М Е З Е Ш И

**ЗНАЧЕНИЕ АВТОРЕГУЛЯЦИИ РЕЛЬЕФА
В РАЗВИТИИ ПОВЕРХНОСТИ**

Изучение рельефа, как фактора технико-экономической деятельности общества, определение и прогнозирование характера его развития приобретает все большее значение, порождая новые направления исследований в физической географии и геоморфологии. Можно считать доказанным, что формирование рельефа под влиянием многочисленных факторов проходит в динамическом равновесии, однако, значительные антропогенные воздействия могут существенно его нарушать. Поэтому важно указать на авторегуляцию развития рельефа, знание которой может служить основой для прогноза дальнейшего формирования поверхности.

Согласно принципу динамического равновесия при постоянном влиянии субстрата и геоморфологических процессов в одинаковой степени меняются все элементы рельефа, что обычно используют для объяснения процесса саморазвития рельефа.

Вместе с тем, мало изучена другая сторона процесса. Она связана с влиянием, вызванным изменением геометрии поверхности отложений, слагающих рельеф. Развитие рельефа территории определяется, таким образом, не только геоморфологическими процессами как таковыми, но и теми изменениями морфологии поверхности, которые возникли вследствие этого процесса. Изменения морфологии, в свою очередь, вызывают усиление или снижение денудации за счет активизации или торможения отдельных геоморфологических факторов. В этом сложном процессе проявляется механизм авторегуляции формирующегося рельефа. Л. Якуч (Jakucs, 1971), исследуя различные карстовые поверхности доказал, что карстовые формы являются не только результатом пассивной денудации, а сами по себе служат весьма активным фактором образования поверхности.

Для оценки авторегулирующей роли рельефа, т. е. для определения степени и способа влияния морфологии поверхности на интенсивность геоморфологических процессов необходимо знать следующее: а) увеличение фактической поверхности относительно ее проекции на карте, что характеризует суммарное расчленение рельефа; б) степень расчленения, которая служит хорошим контролем интенсивности денудации.

Таким образом, получается, что степень денудации можно оценить по характеру фактической поверхности. Для этого целесообразно использовать показатель расчленения, поскольку он хорошо определяется морфометрически, хотя следует оговориться, что его применение, справедливо лишь для эрозионного рельефа.

Р. Хортон (Horton, 1945), А. Стралер (Strahler, 1958), В. П. Философов (1960) и др. провели детальный анализ многочисленных морфометрических параметров горизонтального и вертикального расчленения (длина рек на единицу площади, глубина местного базиса эрозии, величина углов наклона, энергия рельефа и т. д.) при различных литологических, орографических и климатических условиях. Д. Д. Табидзе и др. (1975) доказали, что общее расчленение можно выразить увеличением фактической (физической) поверхности относительно ее горизонтальной проекции. Иными словами, следует вычислить насколько (в процентах) фактическая поверхность рельефа больше, чем ее проекция на карте.

В табл. 1 представлен показатель увеличения физической поверхности относительно ее горизонтальной проекции, вычисленный нами по картам масштаба 1 : 25 000 для территорий с разным расчленением рельефа. Измерения в каждом случае выполнены по двум взаимно перпендикулярным профилям.

При вычислениях, выполняемых для небольших территорий целесообразно применять предложенный Н. М. Волковым (1950) более точный метод, согласно которому физическая поверхность выражается формулой

$$P_0 = P \left(1 + \frac{2H}{R} \right) \operatorname{Sec} \alpha,$$

где P_0 — площадь фактической (физической) поверхности; P — площадь ее проекции на карте; α — угол наклона физической поверхности; $2H/R$ — поправка, зависящая от высоты поверхности над уровнем моря. Возможно дальнейшее уточнение расчетов (например, при классификации поверхностей по углам наклона). Результаты расчетов позволяют определить расчленение для разных генетических типов рельефа, характеризуя их с помощью хорошо сопоставимых величин. В табл. 2 представлены ориентировочные значения показателя общего расчленения для некоторых типов рельефа.

Влияние морфологии поверхности на процесс рельефообразования лучше всего виден на примере относительно небольших форм рельефа (долины — эрозионные, экзарационные, карстовые формы и пр.). Структура отдельных элементов этих форм одинакова, их водный режим, почвенно-растительный покров также схожи. Таким образом, представляется возможность точно оценить взаимосвязь между влияющими факторами и созданной ими формой.

Путем морфометрических исследований отдельных карстовых районов удалось количественно оценить влияние изменения форм поверхности на динамику карстообразования. (Mezosi, Varany, 1978). Однако, из-за множества факторов, указанное влияние на обширных поверхностях измерить труднее.

Сравнительно проще доказать, что по расчлененности территории можно хорошо проконтролировать эффективность денудации. Морфометрические карты, характеризующие горизонтальное и вертикальное расчленение прямо (например, по длине эрозионных форм, или относительным высотам) или косвенно (с помощью изобазит, величин сноса и др.) дают представление о степени и величине денудации. Часто возможна и количественная оценка степени денудации по морфометрическим картам (Спирidonов, 1975; Kertesz, 1974).

Таблица 1

Увеличение физической поверхности
по сравнению с проекцией, %

Территория	Увеличение поверхности, %
1. Ходмезёвашархей	0
2. Дьёр	1,0
3. Элёсаллаш	1,5
4. Агашёдхаз	1,5
5. Бюккешд	3,0
6. Залаэгерсег	3,5
7. Аггтелек	5,5
8. Репашута	6,0
9. Бодвасилаш	7,5
10. Надьбатонь	12,5
11. Высокие Татры	39,0
12. Высокий Тауерн	60,0
13. Западный Кавказ	61,0
14. Гималаи	65,0

Таблица 2

Увеличение физической поверхности
для некоторых генетических типов,
по сравнению с проекцией, %

Типы рельефа	Увеличение поверх- ности, %
Аккумулятивный	0,0—1,0
Дефляционный и рав- нинный эрозионный	1,5—2,5
Холмистый эрозионно- аккумулятивный	3,5—5,5
Лессовый суффозион- ный	1,5—2,0
Карстовый	5,5—10,5
Флювиально-эрозион- ный в среднегорье	10,0—25,0
Флювиально-эрозион- ный в высокогорье	25,0—40,0
Ледниково-эрозионный	60,0 и более
Нивальный	55,0 и более
Абразионный	2,0—3,0
Разломный (структур- ный)	25,0—35,0

Конечно, изменение геометрии поверхности не является фактором рельефообразования. Но эти изменения, возникающие как следствие геоморфологических процессов, в свою очередь служат причиной дальнейшего развития рельефа. Взаимосвязь между процессами и образуемыми ими формами обусловлена множеством причин. Они проявляются в изменении морфологии поверхности, которое можно измерить и прогнозировать на этом основании развитие процессов рельефообразования. Ф. Эрдоши (Erdösi, 1969) отметил, что на поверхностях, образовавшихся в результате искусственных отвалов, интенсивность экзогенных процессов сильно увеличивается и создаются вторичные формы. Эти изменения происходят очень быстро и их можно рассматривать как модель описанного развития рельефа. При прогнозе развития рельефа, по нашему мнению, следует учитывать влияние авторегуляционной роли рельефа на формирование отдельных форм, интенсивность и последовательность денудации.

ЛИТЕРАТУРА

- Волков Н. М. Принципы и методы картометрии. М., Изд-во АН СССР, 1950.
 Спиридонов А. И. Геоморфологическое картографирование. М., «Недра», 1975.
 Табидзе Д. Д., Корошинадзе М. С., Хабашишвили М. И. Методика составления карты суммарной расчлененности рельефа (на примере северо-западной Грузии). «Геоморфология», № 1, 1975.
 Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов, 1960.
 Erdösi F. Az antropogén geomorfológia, mint új földrajzi tudományág. «Földr. Közl. I.», 1969.
 Horton R. Erosional development of streams and their drainage basins. «Bull. of Geol. Soc. Am.», № 56, 1945.
 Jakucs L. A karsztok morfogenetikája. Budapest, «Akadémiai Kiadó», 1971.
 Kertész A. A morfometria és a morfometrikus térképezés célja és módszerei, «Földr. É.», N 4, 1974.
 Mezösi G., Bárány I. Karstmorphologische Untersuchungen im Gebirge Aggtelek (Nördungarn). «Acta Geogr. Szeged.», Tom XVIII, 1978.
 Strahler A. N. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms. «Geol. Soc. Am. Bull.», N 69, 1958.

G. MEZÖSI

Summary

Geomorphic processes change the surface topography, and the changes themselves induce decrease or increase in the processes intensity. Thus the auto-regulation of the forming relief is manifested through the intricate interaction. Stage of erosion can be defined by the character of real surface, using a dissection index which can be easily calculated from topographic maps.

УДК 551.4.036(571.1)

Л. А. МИНЯЙЛО

ТЕРРАСЫ В ДОЛИНЕ р. ВАГАЙ

Река Вагай (приток Иртыша) имеет длину около 250 км. Превышение истоков над устьем составляет 93 м. Продольный профиль плавного вогнут. Средний уклон русла 0,0034. Верховьями река дренирует равнину, в пределах которой выражены три ступени с абс. высотами 115—120; 125—130; 135—148 м. Верхняя из них абразионная, а две нижние сложены аллювиально-озерными осадками смирновской свиты плиоцен-раннеплейстоценового возраста (Астапов, 1973). По И. А. Волкову, В. С. Волковой и И. И. Задковой (1969), эта равнина в целом коррелятна самаровской абразионно-аккумулятивной озерной равнине. Между с. Аромашево и с. Истяжские Вагай течет по равнине, в рельефе которой прослеживаются шесть ступеней с абс. высотами 76—80; 81—85; 87—93; 95—99; 100—104; 105—110 м. По И. А. Волкову и В. С. Волковой (1965), эта равнина сложена озерными осадками, сопоставляемыми с бахтинским надгоризонтом среднеплейстоценового возраста. В низовьях Вагай дренируемая им равнина осложнена тремя ступенями с абс. высотами 60—62; 63—67; 68—75 м, которые принято считать 2-й, 3-й и 4-й надпойменными террасами Иртыша. В строении равнины принимают участие аллювиальные и эстуарные осадки, коюль которых в эрозионных переуглублениях находится от 5 до 15 м ниже уреза воды в русле Иртыша и его притоков, в том числе Вагай. Эта обширная равнина простирается вдоль долин Иртыша и Оби и далее к морскому побережью, где сливается с казанцевской морской равниной позднеплейстоценового возраста (IV морская терраса с абс. высотами от 50 до 80 м). Однообразный рельеф равнины и характер коррелятных ей осадков свидетельствуют о том, что в долинах Оби и Иртыша она формировалась в условиях залива — эстуария во время казанцевской ингрессии. В долине Оби, как и на морском побережье, равнина является 4-й надпойменной террасой; в ее пределах имеется ряд ступеней с теми же абс. отметками, что и в долине Иртыша. Поэтому и в долине Иртыша ее, очевидно, можно считать аллювиально-эстуарной. Два верхних (озерных) уровня равнины (76—110 и 115—148 м) соответственно могут быть названы 5-й и 6-й бассейновыми террасами.

Все три уровня равнины, как и более мелкие ступени, выделяемые на них, ограничены абразионными уступами высотой от 1 до 2 м; местами (где промежуточные уровни абрадируются или эродированы) высота уступов достигает 10—15 м. Уступы хорошо дешифрируются