

Уважаемые читатели!

Первый номер нашего журнала за 2013 год открывается разделом, состоящим из работ, посвященных результатам морфоструктурных исследований. Морфоструктурный анализ или учение о морфоструктуре и морфоскульптуре был предложен И.П. Герасимовым в 1946 г. и позже развит им совместно с Ю.А. Мещеряковым. Во второй половине прошлого века это новое прогрессивное направление получило широкое развитие в нашей стране. С позиций морфоструктурного анализа в те годы были получены серьезные научные результаты: составлены геоморфологическая и карта поверхностей выравнивания СССР м-ба 1 : 2500000, Палеогеоморфологический атлас СССР, опубликованы монография “Рельеф Земли”, пятитомная серия монографий “Рельеф СССР”, множество геоморфологических карт разных масштабов на территорию СССР и ряда зарубежных стран, включая соответствующие карты национальных атласов Кубы, Монголии и Вьетнама.

Были разработаны теоретические вопросы морфоструктурного анализа, созданы основы учения о полигенетических равнинах, классификация морфоструктур, изучалась проблема соотношения размеров морфоструктур и глубины их формирования, специфика морфоструктур континентов и океанического ложа, их современные движения, механизмы и особенности формирования и др.

Вопросы морфоструктурного анализа широко обсуждались на всесоюзных и международных конференциях, Пленумах Геоморфологической Комиссии АН СССР. Неоднократно проводились дискуссии и на страницах нашего журнала. В XXI в. общий интерес к морфоструктурному анализу несколько снизился, но ряд геоморфологических организаций и геоморфологов продолжают работу в этом направлении. Мы предлагаем Вашему вниманию небольшой подбор статей по этой тематике.

*Редколлегия журнала “Геоморфология”*

## **Рельеф и тектоника. Морфоструктурный анализ**

УДК 551.4.013

© 2013 г. В.Вад. БРОНГУЛЕЕВ

### **ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ЭНДОГЕННЫХ И ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ РОСТЕ ЛОКАЛЬНЫХ МОРФОСТРУКТУР**

#### **Введение**

Взаимодействие тектонических деформаций земной поверхности и экзогенных процессов, в ходе которого возникает и развивается рельеф Земли, составляет один из интереснейших предметов изучения геоморфологии. В частности, как писал Д.А. Тимофеев, “геоморфолог стремится выяснить насколько, каким образом и когда морфоскульптура видоизменила морфоструктуру (тектоническую форму)” [1]. Однако до

настоящего времени в геоморфологии преобладают лишь общие представления о таком взаимодействии. Так, например, мы признаем, что тектоника создает контрастный рельеф земной поверхности, а экзогенные процессы, противодействуя ей, в конечном итоге выравнивают его; мы знаем также, что тектоника создает предпосылки для развития экзогенных процессов, во многом определяя их особенности и т.д. Вопросу, как именно преобразуется морфоструктура, если одновременно с тектоническими деформациями действуют процессы экзоморфогенеза, после В. Пенка [2] достаточного внимания не уделялось.

Одним из путей выяснения того, каким образом экзоморфогенез изменяет первично-тектонические формы, может служить математическое моделирование этого взаимодействия. В последние десятилетия опубликовано большое количество подобных работ, посвященных взаимодействию экзогенных и эндогенных процессов в масштабе обширных регионов (горных стран, крупных массивов и т.п.), когда эрозионные процессы приводят к значительному перераспределению масс на поверхности земли и тем самым изменяют напряженное состояние и реологические свойства земной коры или всей литосферы, что в свою очередь изменяет ход тектонических процессов [3–5 и др.]. Ведутся исследования по математическому моделированию отдельных экзогенных процессов – речной эрозии, склоновых процессов и др. Так, модели развития уступа под действием линейной эрозии или по диффузионному закону (т.е. под действием вязкого течения грунта) рассмотрены, например в [6, 7]; модель эволюции ландшафта в результате отступания склонов со скоростью, пропорциональной их уклону предложена в [8], модель развития подрезаемого склона разработана в [9] и т.д. Как правило, в таких исследованиях рассматривается уже созданная тектоникой форма рельефа и ее последующее развитие под действием экзогенных процессов.

В предыдущей работе автора, посвященной трехмерному кинематическому моделированию развития склонов [10], было рассмотрено влияние уклона, профильной и плановой (вертикальной и горизонтальной) кривизны на особенности морфологии разрушающегося склона. При этом рассматривалось развитие некоторой исходной формы рельефа без участия тектонических деформаций. В данной статье мы хотим показать, как развиваются локальные морфоструктуры, создаваемые тектоническими деформациями того или иного типа при одновременном действии процессов разрушения склонов. При этом интересно сравнить формы, возникающие при последовательном действии тектоники и экзогенных процессов, с формами, образующимися при одновременном действии тех и других. Первый случай соответствует быстрому поднятию, в ходе которого экзоморфогенез не успевает заметно изменить морфологию первично-тектонической формы, и преобразует ее лишь после окончания поднятия. Во втором случае скорость действия экзогенных процессов сравнима со скоростью поднятия, и к моменту его окончания возникшая форма уже не является чисто тектонической, но заметным образом преобразована.

В работах [10, 11] были описаны достоинства и недостатки кинематического моделирования, поэтому здесь мы не будем на них останавливаться. Там же содержится вывод основного уравнения, используемого в модели:

$$\partial h / \partial t = -A |gradh| + BK_{\text{вер}} \sqrt{1 + |gradh|^2} - CK_{\text{гор}} \sqrt{1 + |gradh|^2} + f(x, y, t). \quad (1)$$

Здесь  $\partial h / \partial t$  – скорость перемещения поверхности склона (снижению соответствуют отрицательные значения),  $|gradh|$  – абсолютная величина градиента поверхности,  $K_{\text{вер}}$  и  $K_{\text{гор}}$  – вертикальная и горизонтальная кривизны,  $f(x, y, t)$  – скорость тектонических движений.

При его выводе было принято, что скорость отступания склона по нормали к поверхности пропорциональна силе, сдвигающей частицы вниз по склону, т.е. синусу угла наклона поверхности, а также зависит от ее вертикальной и плановой кривизн.

Напомним, что коэффициенты  $A$ ,  $B$  и  $C$  в правой части уравнения (1) показывают вклады, соответственно, параллельного отступления склона, связанного с углом его наклона, снижения, обусловленного вязким течением материала, т.е. пропорционального вертикальной кривизне склона, и снижения, вызываемого предполагаемым дополнительным выветриванием выпуклых ребер склона, т.е. пропорционального плановой кривизне склона. Величина каждого коэффициента численно равна скорости снижения  $\partial h/\partial t$  при условии, что выражение, множителем которого он является, равно единице, а другие члены равны нулю. Например,  $A = 1$  означает, что склон крутизной  $45^\circ$  снижается со скоростью равной 1 (в условных единицах). Конкретное значение зависит от соотношения пространственного и временного шагов модели. Если они равны, соответственно, 1 м и 1000 лет, то эта скорость составит 1 мм/год. Граничным условием во всех дальнейших примерах служит равенство высоты поверхности нулю на границах рассматриваемой прямоугольной площади. Устойчивость решения достигается выбором достаточно малого шага по времени, а также включением в расчетную программу процедур локального сглаживания некоторых параметров.

### **Взаимодействие процессов деградации склонов с тектоническими поднятиями различной формы**

*Блоковое поднятие.* Пусть вертикальное поднятие прямоугольного блока продолжается с постоянной скоростью до определенного момента времени  $t_{\max}$ , после чего рост прекращается. Функция  $f(x, y, t)$  в этом случае представляет собой константу в пределах заданных интервалов по осям  $x$  и  $y$ , величина которой и определяет скорость поднятия. Если эта скорость существенно превосходит скорость денудации, то к моменту  $t_{\max}$  сформируется морфоструктура, практически не измененная экзогенными процессами. Ее дальнейшее развитие под действием последних будет определяться их скоростью и, в рамках принятой модели, соотношением коэффициентов  $A$ ,  $B$  и  $C$ . На рис. 1А показан прямоугольный тектонический блок в тот момент, когда подъем прекратился и морфоструктура достигла своей максимальной высоты, а на рис. 1Б, В – изменения ее формы (рис. 1Б, В) в случае преимущественного действия механизма параллельного отступления склонов. Можно заметить, что крутые склоны сохраняются на протяжении всего времени разрушения поднятия, а у его подножия формируется горизонтальная поверхность. Напомним, что в данной модели отступления склона предполагается тем или иным образом продуктов разрушения склона от его подножия, т.е. развитее по типу педиментации. В противном случае склон будет замещаться снизу более пологой осыпью. Если отступление склонов отсутствует, а снижение происходит только за счет второго члена уравнения (вязкого течения), то это снижение происходит весьма медленно (рис. 1Г), даже если коэффициент  $B$  велик. Если, наконец, действуют оба процесса, т.е. и  $A$ , и  $B$  не малы, то деградация первично-тектонической формы происходит быстрее всего (рис. 1Д). При этом, как и следовало ожидать, склоны приобретают гладкий выпукло-вогнутый профиль. Вклад третьего члена уравнения с коэффициентом  $C$  во всех этих случаях мы принимали небольшим, поскольку действие этого фактора ограничено элементами с достаточно малым радиусом плановой кривизны, и на рисунках его влияние выражено в некоторой сглаженности вертикальных граней формы и незначительной уплощенности ее вершины. Увеличение коэффициента  $C$  приводит к более заметному “округлению” формы, уплощению ее вершины и более быстрому снижению.

Рассмотрим теперь, какую морфологию приобретет поднимающийся блок при одновременном действии процессов разрушения его склонов. Пусть поднятие блока происходит с той же скоростью и продолжительностью, что и в первом случае, но экзогенное отступление склонов происходит с самого начала со скоростью, сравнимой со скоростью поднятия. Понятно, что это условие не обязательно требует большой скорости разрушения, – такой же результат будет и при малой скорости поднятия, важно соотношение скоростей. При этом растущая морфоструктура уже в начале поднятия

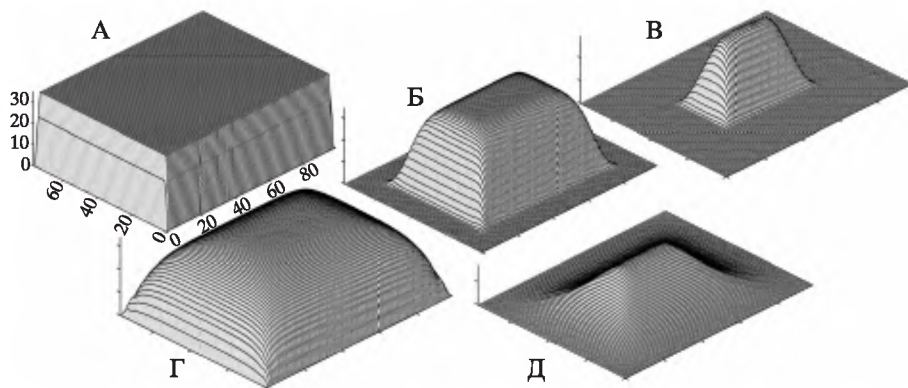


Рис. 1. Развитие положительной блоковой морфоструктуры при быстром поднятии и последующем отступании склонов

А – исходная тектоническая форма к концу поднятия; Б, В – она же через 20 и 35 условных единиц времени после начала отступания склонов при  $A = 1, B = 0, C = 0.5$ ; Г – та же форма через 35 единиц времени при  $A = 0, B = 5, C = 0.5$ ; Д – то же при  $A = 1, B = 5, C = 0.5$

приобретет не вертикальные (или субвертикальные) склоны, а наклонные (рис. 2А), тем более пологие, чем больше скорость отступания склонов, и в итоге примет пирамидальную форму. К моменту окончания тектонического подъема она будет иметь вид, изображенный на рис. 2Б. Дальнейшая ее деградация показана на рис. 2В, Г. Таким образом, мы видим, что, если одновременно с ростом блоковой морфоструктуры происходит достаточно интенсивное разрушение ее склонов, то она приобретает и сохраняет существенно иную форму – более пологую пирамидальную, при определенных условиях (малых плановых размерах морфоструктуры или большой скорости отступания склонов) не достигающую максимальной высоты, которая могла бы быть создана тектоникой.

Следует отметить, что блоковое поднятие при условии постоянства высоты окружающей территории, служащей базисом эрозии для поднимающегося блока, в определенном смысле эквивалентно просто снижению этого базиса при отсутствии поднятия. Блоки небольших размеров могут не проявлять собственной тектонической активности, но если за их пределами происходит снижение поверхности, обусловленное влиянием раздробленности пород, их иной литологии или деятельностью потоков, то предыдущие результаты в равной степени применимы и к таким ситуациям. Так, формирование прямолинейных склонов долины при постоянном врезании реки В. Пенк называет *равномерным* развитием, подчеркивая, что “интенсивность врезания определяет наклон систем форм, поднимающихся от русел рек” [2, с. 185]. С учетом результатов, описанных выше, можно перефразировать это утверждение следующим образом: наклон систем форм, поднимающихся от русел рек, определяется соотношением интенсивности врезания и интенсивности разрушения склонов. Примеры такого *равномерного* развития – прямолинейные склоны хребтов, уступов, особенно в аридных условиях, бесчисленны. Формирование пирамидальных даек, сложенных прочными породами – относится к этому же типу [12].

Другой пример преобразования первично-тектонической формы – развитие *моноклинали*. Пусть тектоника действует таким образом, что исходная горизонтальная поверхность на протяжении какого-то отрезка времени просто увеличивает свой наклон. Пусть падение склона направлено в сторону нуля оси  $y$  (рис. 3); тогда функция  $f(x, y)$  должна быть задана как  $ky/y_{max}$ , где  $y_{max}$  – размер модельной площадки по оси  $y$ ,  $k$  – коэффициент. В случае отсутствия экзогенных процессов результат такого поднятия вполне очевиден. Если же одновременно с тектоническим наклоном происходит отступление растущего склона, то плоская поверхность постепенно преобразуется в

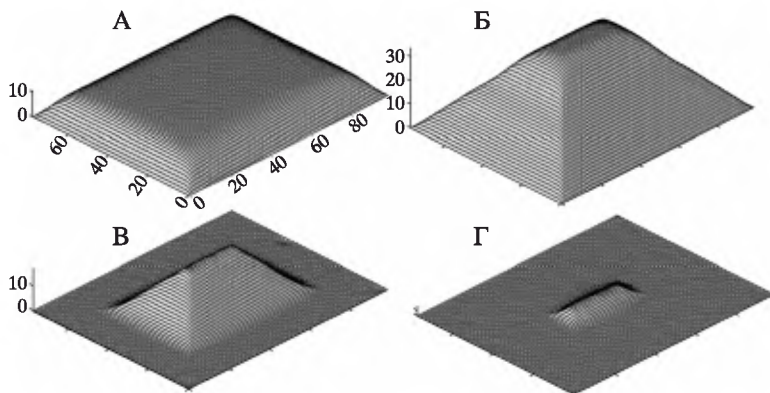


Рис. 2. Развитие положительной блоковой морфоструктуры при одновременном поднятии и отступании склонов

А – через 10 условных единиц времени после начала процесса; Б – к концу тектонического поднятия, через 35 единиц времени; В, Г – через 55 и 65 единиц времени. Значения коэффициентов:  $A = 1$ ,  $B = 0$ ,  $C = 0.5$

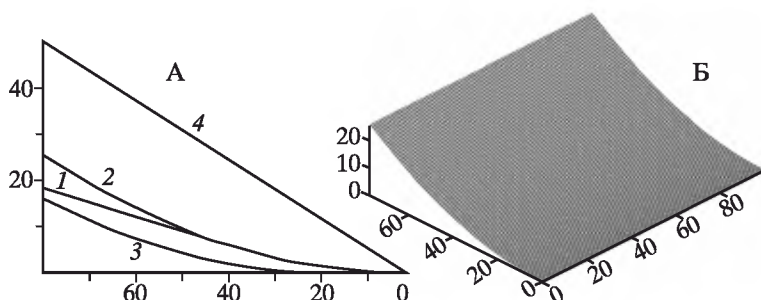


Рис. 3. Развитие моноκлиального поднятия при одновременном отступании склона

А – стадии развития: 1–3 – профили, соответствующие 25, 50 (момент окончания поднятия) и 60 единицам времени при одновременном поднятии и отступании склонов. Значения коэффициентов:  $A = 1.5$ ,  $B = 0$ ,  $C = 0$ ; 4 – конечное положение поднимающейся формы при отсутствии экзогенных процессов. Б – вогнутый склон, соответствующий профилю 2

вогнутую. На рис. 3 показана морфоструктура, формирующаяся при одновременном действии наклонного поднятия и отступания склона (для сравнения приведен и профиль тектонической формы, которая бы возникла без участия экзоморфогенеза). Вначале склон приобретает вогнутый профиль в своей нижней части; по мере поднятия и одновременного отступания вогнутость распространяется вверх. Интересно, что эта вогнутость возникает без всякого участия аккумуляции материала у подножия склона – коэффициент  $B$  в данном случае равен нулю. После окончания поднятия продолжается отступление, и склон снижается, сохраняя вогнутую форму, но если моноκлиальное поднятие происходит так быстро, что за это время склон не успевает заметно отступить, то после окончания поднятия он будет при последующем снижении сохранять прямолинейный профиль. Если в разрушении склона принимают заметное участие процессы вязкого течения грунта (коэффициент  $B$  сравним по величине с  $A$ ), то склон приобретет выпукло-вогнутую форму.

Заметим, что моноκлиаль, сложенная с поверхности пластами прочных пород, при малых углах наклона будет разрушаться крайне медленно и отступление такого пологого склона может не проявиться заметным образом, так что преобразование плоской поверхности в вогнутую будет, в этом случае, происходить только при достаточно больших уклонах. Наконец, важно подчеркнуть, что структура пород, слагающих

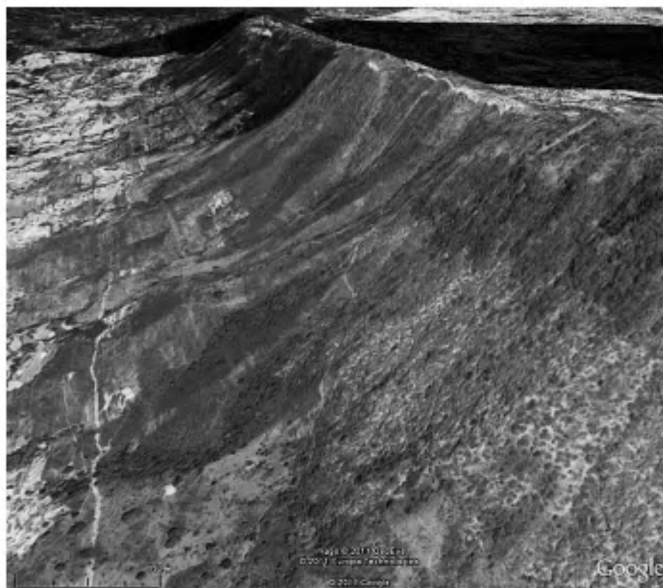


Рис. 4. Вогнутый склон хр. Соласингхи в СЗ части Предгималайского прогиба. Высота хребта около 350 м

такую форму рельефа, не обязательно должна быть моноклиальной; речь идет именно о наклонном поднятии плоской поверхности, которая может быть как структурной (пластовой), так и аструктурной.

Этот же процесс может проявляться и на слабо деформированных крыльях поднятия, в результате чего, например, антиклинальный хребет может приобрести вогнутые склоны. Так, хр. Соласингхи в Предгималайском прогибе, сложенный отложениями молассы Марри [13], – надразломная антиклиналь, осложненная взбросо-надвигами, – на многих участках имеет отчетливо вогнутые склоны (рис. 4). Конечно, мы

упоминаем эту морфоструктуру только как возможный пример действия описанного механизма; подтвердить именно такое происхождение данной морфологии хребта может лишь его тщательное геологическое изучение.

Еще одним интересным примером взаимодействия тектонических деформаций и склоновых процессов может служить поднятие свода или купола. Рассмотрим, например,

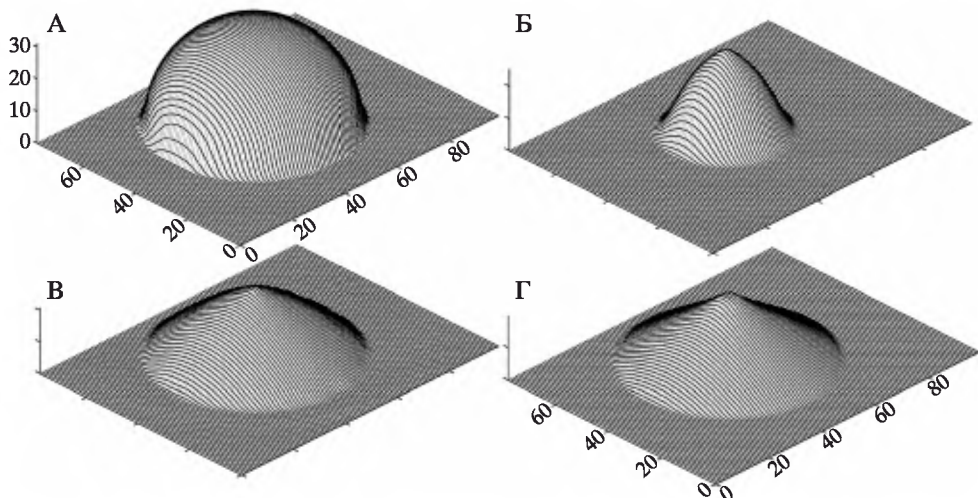


Рис. 5. Развитие сводовой морфоструктуры при последовательном и одновременном действии поднятия и отступления склонов

А – свод, не измененный экзогенными процессами; Б – форма свода через 15 условных единиц времени после окончания поднятия, возникшая в результате отступления склонов ( $A = 1, B = 0, C = 0$ ); В – форма поднимающегося свода к концу поднятия (30 условных единиц времени) при одновременном действии отступления склонов (коэффициенты те же); Г – то же при другой кинематике поднятия (пояснения в тексте)

блоковое поднятие сферического тела, происходящее таким образом, что сфера постоянного радиуса поднимается над горизонтальной поверхностью из положения, когда она только касается снизу последней, до положения, когда купол представляет собой полусферу (рис. 5А). В данном случае функция  $f(x, y)$  имеет постоянное значение во всех точках, лежащих внутри окружности, представляющей собой сечение поднимающейся сферы горизонтальной поверхностью в каждый момент времени. Если рост такого купола произошел достаточно быстро,

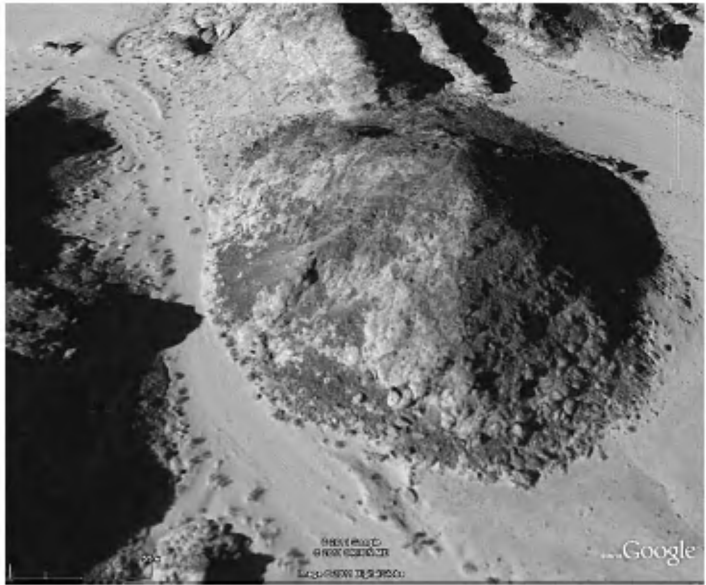


Рис. 6. Пологая конусовидная форма диаметром 300 м, возвышающаяся на 35–40 м над сухими долинами в горах Хисма (провинция Табук, Саудовская Аравия)

и склоновые процессы вступают в действие после его окончания, то, начиная с этого момента, данная форма будет уменьшаться в размерах, сохраняя крутые склоны, так, как это изображено на рис. 5Б. Если же скорости тектонического поднятия и экзогенного снижения сопоставимы, т.е. действие последнего надо “включать” с самого начала поднятия, то растущая морфоструктура к концу поднятия приобретет существенно иную, коническую, форму, высота которой будет заметно меньше высоты соответствующей сферической поверхности. Этот результат показан на рис. 5В. При дальнейшей эволюции такой морфоструктуры, после окончания самого поднятия, она будет уменьшаться в размерах и сохранять свою морфологию, если вклад 2-го и 3-го членов уравнения (1) мал.

Поскольку поднятие такого купола носит блоковый характер, то “откапывание” подобных структур, т.е. снижение окружающей их поверхности, будет (в отношении рассматриваемых процессов) аналогично их поднятию, и, следовательно, взаимодействие с разрушением склонов будет носить тот же характер. Возможно, примером таких пассивных морфоструктур могут служить многочисленные пологие конусовидные формы (рис. 6), возвышающиеся над плоскими днищами вадии на северо-западе Саудовской Аравии, где на поверхность выходят древние гранитоиды кристаллического щита [14].

Еще более заметно эффект спрямления склонов проявляется, если сводовая деформация имеет пликативный характер и поднятие растет таким образом, что поверхность земли внутри окружности постоянного диаметра деформируется, все время представляя собой часть сферической поверхности, выпуклость которой увеличивается, а диаметр уменьшается от бесконечности (или радиуса Земли), что соответствует плоской поверхности внутри указанной окружности, до диаметра этой окружности, что соответствует такой же полусфере, как на рис. 5А. Функция  $F(x, y, t)$  в этом случае представляет собой разницу высот двух сферических сегментов для двух последовательных моментов времени  $t$  и  $t + \Delta t$ , где  $\Delta t$  – шаг по времени. Из-за громоздкости этого выражения мы не приводим его здесь. При таком условии результат одновременного роста сводового поднятия и отступания его склонов при тех же параметрах, что и в предыдущем случае, создает коническую форму с почти прямолинейной направляющей (рис. 5Г).

## Заключение

Таким образом, использование данной кинематической модели позволяет сделать вывод, что, если скорость тектонических деформаций в ходе роста локальных морфоструктур сопоставима со скоростью денудационного снижения поверхности, то возникающие морфоструктуры приобретают существенно иную морфологию, чем те, которые были бы созданы чистой тектоникой. Такие морфоструктуры обладают более пологими склонами, выпуклость последних, созданная тектоникой, ослабевает или даже переходит в вогнутость, а максимальная высота, достигаемая формой, оказывается меньше величины тектонического поднятия. Эти преобразования выражены тем сильнее, чем больше скорость экзогенных процессов по сравнению со скоростью поднятия. В случае блоковых морфоструктур произвольной формы их поднятие эквивалентно понижению базиса эрозии, поэтому полученные выводы применимы и к развитию остаточных возвышенностей и островных гор, причем в соотношении со скоростью разрушения склонов роль скорости поднятия будет играть скорость снижения базиса.

Многие важные факторы, как, например, литологическая неоднородность, расстрескивание свода, расчленение морфоструктуры линейными формами и т.п., могут, конечно, существенно осложнить результирующую форму склонов. Но они будут действовать независимо от процессов отступания и выполаживания склонов, описываемых уравнением (1), и действие их будет накладываться на полученные выше результаты, не отменяя их. Поэтому использование даже этой ограниченной модели показывает некоторые существенные особенности развития локальных морфоструктур, возникающие в ходе взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов.

Наконец, стоит отметить, что хотя мы рассматривали здесь локальные морфоструктуры, развитие более крупных форм может, до некоторой степени, подчиняться тем же закономерностям. Если в деградации крупного склона, представленного не простой поверхностью, а комплексом ложбин и гребней (именно такой склон показан на рис. 4), участвует, хотя бы в качестве составляющей, процесс параллельного отступания, то для такого склона полученные выше результаты будут также применимы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Тимофеев Д.А. Старые и новые пути развития геоморфологии // Геоморфология. 1981. № 4. С. 31–44.
2. Пенк В. Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1961. 359 с.
3. Hilley G.E., Coutand I. Links between topography, erosion, rheological heterogeneity, and deformation in contractional settings: Insights from the central Andes // *Tectonophysics*. 2010. V. 495. Iss. 1–2. P. 78–92.
4. Yamato P., Mouthereau F., Burov E. Taiwan mountain building: insights from 2-D thermomechanical modelling of a rheologically stratified lithosphere // *Geophys. Journ. Int.* 2009. V. 176. P. 307–326.
5. Menendes I., Silva P.G., Martin-Betancor M. et al. Fluvial dissection, isostatic uplift, and geomorphological evolution of volcanic islands (Gran Canaria, Canary Islands, Spain) // *Geomorphology*. 2008. V. 102. P. 189–203.
6. Robert A. Tectonic Geomorphology studies in South Australia: Whyalla's Scarps and Billa Kalina Basin. [http://www.geologie.ens.fr/~arobert/reports/Rapport\\_AUS3.pdf](http://www.geologie.ens.fr/~arobert/reports/Rapport_AUS3.pdf)
7. Avouac J.-Ph. Analysis of scarp profiles: evaluation of errors in morphologic dating // *JGR*. 1993. V. 98. № B4. P. 6745–6754.
8. Dymond J.R., De Rose R. Modelling landscape evolution in the Waipaoa catchment, New Zealand – A phenomenological approach // *Geomorphology*. 2011. V. 132. P. 29–34.
9. Московкин В.М., Трофимов А.М. Математическая модель развития подрезаемого склона и ее приложение к вопросу его устойчивости // *Геоморфология*. 1980. № 2. С. 57–65.
10. Бронгулеев В.Вад. Некоторые особенности развития ступенчатых склонов: результаты кинематического моделирования // *Геоморфология*. 2009. № 2. С. 3–11.



11. *Бронгулеев В.Вад.* Двумерная кинематическая модель образования подгорной лестницы // ДАН. 2008. Т. 422. № 7. С. 1097–1100.
12. *Ройхваргер З.Б., Махинов А.Н.* Влияние неоднородности литологического состава пород на развитие рельефа // Геоморфология. 1984. № 1. С. 79–85.
13. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.
14. Геологические карты. <http://www.onegeology.org>

Ин-т географии РАН

Поступила в редакцию  
17.01.2012

## INTERACTION OF ENDOGENOUS AND EXOGENOUS PROCESSES IN THE COURSE OF LOCAL MORPHOSTRUCTURES GROWTH

V.VAD. BRONGULEYEV

### Summary

Cinematic model based on parabolic equation was used to demonstrate the interaction of endogenous and exogenous processes. Some characteristic morphological features of concurrently degrading and tectonically deforming slopes were described. For example domed morphostructures pass into cone-like ones, monoclinical slopes are transferred into concave ones; maximal height of the morphostructure does not reach its value conditioned by tectonics. These effects manifestation is proportional to the ratio of exogenous/endogenous deformation rates. As the rise of block morphostructures is equivalent in certain respect to the lowering of denudation basis, these results are applicable to the development of erosion remnants and inselbergs.

УДК 551.4.05

© 2013 г. С.А. БУЛАНОВ, Я.И. ТРИХУНКОВ

## ИНВЕРСИЯ СКЛАДЧАТОГО РЕЛЬЕФА КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ТАНГЕНЦИАЛЬНОГО СЖАТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

### Постановка вопроса

Складчатый ороген – понятие, неоднозначно трактующееся в науках о Земле. Его наполнение напрямую зависит от представления о соотношении процессов складко- и горообразования, которое установлено либо предполагается для того или иного горного сооружения. Обязательным и объединяющим обе стороны фактом служит наличие собственно складчатой структуры, а пликвативные дислокации в той или иной степени развития устанавливаются в большинстве орогенических областей Земли. Однако далеко не все орогены с такой структурой считаются складчатыми. Более того, в геолого-геоморфологических работах они рассматриваются в морфоструктуре Земли скорее как исключение, чем как правило.

Причиной служит представление о разделении во времени и следовании друг за другом процессов структуро- (складко-) и рельефо- (горо-) образования и выделении соответственно геологического и геоморфологического (неотектонического) этапов в развитии того или иного горного региона. Такова классическая парадигма геоморфологии, которая была подробно разработана С.С. Шульцем, Н.И. Николаевым, И.П. Герасимовым и др. в середине XX в. Согласно этой парадигме, на последнем, горообразовательном этапе пликвативные дислокации не допускаются, складчатая структура считается окончательно сформированной ранее и рассматривается далее только как пассивное образование. Предполагается, что она поднимается либо массивно (en