

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.432.7

С. Г. ГЕВОРКЯН, Б. Н. ГОЛУБОВ, Б. С. СОЛОВЬЕВ

ГЕОМЕТРИЯ СКЛОНОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОСТРОВОВ

В настоящей статье предлагается решение задачи о геометрии склонов вулканических островов, полученное в рамках математической модели, основанной на гипотезе Г. Ф. Беккера [1], согласно которой вулканы являются телами равного сопротивления. Это означает, что нормальные сжимающие напряжения, которые действуют в сечении, перпендикулярном к вертикальной оси вулкана, не превышают предела прочности вулканической породы на сжатие. Ранее эта гипотеза использовалась нами при исследовании геометрии наземных и подводных вулканов центрального и линейного типов [2—4]. Отметим, что при изучении геометрии вулканических островов необходимо учитывать, что это сооружение формируется в двуслойной среде со скачком плотности на границе океана и атмосферы.

В зависимости от тектонического режима и неоднородностей строения литосферы вулканические острова в первом приближении можно разделить на две группы — острова с земной корой океанического и переходного типов [5, 6]. Острова океанической группы являются результатом активности собственно лавовых (реолических) систем, обладающих свойством течения изверженного материала. Для островов переходных зон более характерны лавово-эксплозивные системы, у которых это свойство менее выражено или отсутствует полностью вследствие обильных выбросов рыхлого пирокластического материала [7].

При зарождении вулканической постройки собственно лавовой системы на больших глубинах океана лавовые потоки испытывают значительное давление воды, затрудняющее дегазацию. По мере своего роста подводный вулкан проходит зону промежуточных давлений (и температур) водного слоя и затем соприкасается с воздухом атмосферы — средой, которая по сравнению с водным слоем обладает более низкой плотностью и удельной теплоемкостью. После выхода из-под уровня моря извержения приобретают характер наземных — с иным режимом теплоотдачи и дегазации.

Аналогичную эволюцию претерпевают вулканические сооружения лавово-эксплозивной системы, которая характеризуется мощными взрывами и выбросами большого количества пирокластического материала, сопровождаемых излияниями лавы среднего или кислого состава.

При исследовании морфологии вулканических построек с преобладанием пирокластического материала целесообразно различать два случая вулканической активности — короткопериодный и длиннопериодный. В первом случае пирокластический материал, переместившийся на нижний конус, еще не успел консолидироваться и подвержен, с одной стороны, действию выталкивающей силы воды, а с другой — влиянию веса новых порций обломков, извергаемых на верхний конус. Таким образом, в этом случае и верхний и нижний конусы

формируются одновременно. Иными словами, такую ситуацию можно назвать случаем постоянно обновляющегося основания. В этих условиях у вулканических построек образуются плавные обводы [4].

Для вулканов длиннопериодного действия, поставляющих обломочный материал отдельными небольшими порциями, стадия одновременного формирования профиля верхнего и нижнего конусов заканчивается быстро и в дальнейшей жизни вулкана решающей роли не играет. При последующих извержениях практически весь объем эффузивной породы оседает на верхнем конусе. В то же время в результате «старения» нижнего конуса происходит консолидация слагающих его обломков, которая в случае подводных построек сводит к нулю действие на эти обломки выталкивающей силы воды, причем решающую роль здесь приобретает гидростатическое давление воды на склоны нижнего конуса вулкана. Такую ситуацию можно назвать случаем «старого» основания [4]. Ранее нами отмечалось, что особенностью подводных построек со «старым» основанием является их пикообразный вид, сопровождаемый более пологими склонами нижнего конуса. При прочих равных условиях с увеличением глубины океана H_b подводные насыпные вулканы со старым основанием становятся приземистее, поскольку склоны их нижних конусов выполаживаются.

В периоды затишья вулканической деятельности консолидация обломочного материала охватывает и верхний конус, приводя к изменению характера действующих сил. Результатом этого явится деформация верхнего конуса и последующее его разрушение [4]. При определенных обстоятельствах растущий пик верхнего конуса подводного вулкана достигает уровня моря и образует остров, однако долговечность таких насыпных построек, как правило, невелика — подобные острова полностью размываются вскоре после прекращения извержения вулкана [8].

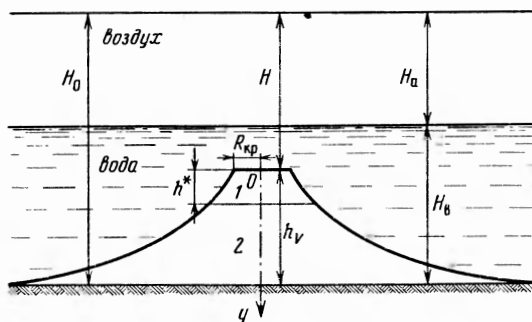


Рис. 1. Геометрическая схема вулканической постройки
1 — верхний конус, 2 — нижний конус. Остальные обозначения в тексте

Исследование геометрии вулканических островов, предпринятое в настоящей статье, основано на учете отмеченных выше факторов. При этом рассматриваются также возможные причины формирования террас на склонах этих островов и условия возникновения кальдер проседания.

Постановка и решение задачи

При решении задачи о геометрии вулканических островов предполагаем, что эта постройка сложена горными породами, которые в первом приближении можно считать однородным изотропным упругим материалом плотностью $\rho_{пор}$. Допускаем, что вулканический остров представляет собой симметричное относительно вертикальной оси (поверхности — в случае линейного типа) сложное геометрическое тело, составленное из двух конусов — верхнего и нижнего (рис. 1). В верхнем конусе нормальные сжимающие напряжения σ_{yy} , которые действуют в сечении, перпендикулярном к вертикальной оси вулкана, меньше предела прочности вулканической породы на сжатие $\sigma_{сж}$, а нижний конус

является телом равного сопротивления, т. е. в любом его горизонтальном сечении выполняется условие равнопрочности:

$$\sigma_{yy} = \sigma_{сж}. \quad (1)$$

Предполагается также, что остальные составляющие тензора напряжений, развивающихся в нижнем конусе, значительно меньше, чем σ_{yy} , и поэтому ими можно пренебречь при расчетах.

Наконец, принимаем, что среда, в которой происходит рост вулканического острова, двухслойна; при этом нижний слой представлен морской водой, а верхний — воздухом атмосферы. Поскольку вершины вулканических островов превышают уровень моря не более чем на 4—5 км [8], то вполне естественно предположить, что для нашей задачи применима баротропная модель атмосферы, согласно которой атмосферный воздух имеет постоянную плотность $\rho_a = 1,3 \text{ кг/м}^3$ и целиком сосредоточен в слое толщиной $H_a \approx 7950 \text{ м}$ [9]. В этом случае плотность ρ двухслойной среды, в которой происходит рост вулканического острова, будет описываться зависимостью

$$\rho(z) = \rho_a + (\rho_b - \rho_a) \cdot W(z - H_a), \quad (2)$$

где ρ_a, ρ_b — соответственно плотности атмосферного воздуха и морской воды; z — координата, отсчитываемая вниз по вертикали; при этом точка $z=0$ расположена на верхней границе воздушного слоя; $W(z)$ — ступенчатая функция Хевисайда:

$$W(z) = \begin{cases} 0, & z \leq 0; \\ 1, & z > 0. \end{cases} \quad (3)$$

Гидростатическое давление P на склонах вулканической постройки определяется по формуле

$$P(z) = g \int_0^z \rho(\tau) d\tau, \quad (4)$$

или, проводя замену переменных,

$$P(z) \equiv P(y) = g \int_0^H \rho(\tau) d\tau + g \int_H^{H+y} \rho(\tau) d\tau. \quad (5)$$

Здесь $y = z - H$, $H = H_0 - h_v$, $H_0 = H_a + H_b$, где h_v — высота вулканической постройки; H_a, H_b — толщина воздушного и водного слоев соответственно, H — толщина водно-воздушной «подушки» над вулканом.

Так же, как в предыдущих работах [3, 4], здесь рассматриваются два крайних случая формирования вулканических построек. В первом случае исследуется формирование островов собственно лавовой системы, примером которой служат извержения гавайского типа, а во втором — образование островов лавово-эксплозивной системы, представленной извержениями катмайского и плининанского типов.

Вулканические острова собственно лавовой системы

В этом случае предельная относительная высота h_1^* верхнего конуса лавовой вулканической постройки определяется из соотношения

$$\sigma_{сж} = \rho_{пор} g h_1^* + P(H), \quad (6)$$

где $P(z)$ имеет вид (4). Отсюда следует, что

$$h_1^* = h_{кр} - P(H)/(\rho_{пор} g) = (\sigma_{сж} - P(H))/(\rho_{пор} g), \quad (7)$$

где $h_{кр}$ является предельной (критической) высотой верхнего конуса в вакууме и имеет вид [4]

$$h_{кр} = \sigma_{сж}/(\rho_{пор} g). \quad (8)$$

Полученное соотношение справедливо лишь для случая $\sigma_{сж} > P(H)$. Очевидно, что если толщина водно-воздушной подушки над вулканом H настолько велика, что $\sigma_{сж} \leq P(H)$, то в этом случае вулканическая постройка лавового типа не может образоваться — она раздавливается в стадии своего возникновения. По мере роста вулкана высота верхнего конуса h_1^* приближается к предельной величине $h_{кр}$ и после того, как вулкан выйдет из воды и образуется остров, будем иметь $h_1 \approx h_{кр}$. Это соотношение обусловлено малостью величины $m_a = \rho_a / \rho_{пор}$. Очевидно, что изменение h_1^* с ростом вулкана должно сказываться на форме обводов острова. Профиль верхнего конуса определяем подобно тому, как это было сделано при исследовании геометрии верхнего конуса подводных вулканов [4]. Используя закон сопротивления грунтов сдвигу (закон Кулона) и учитывая действие гидростатического давления на склоны, получаем для единичного объема породы уравнение вида

$$\alpha_1(y) = \varphi + \arcsin [p(y) \cdot \sin \varphi / (\rho_{пор} \cdot g) + C \cdot \cos \varphi / (\rho_{пор} \cdot g)], \quad (9)$$

$$0 \leq y \leq h_1^*.$$

Здесь α_1 — угол склона верхнего конуса; φ , C — соответственно угол естественного откоса и сцепление вулканической породы; $p(y)$ — имеет вид (5); ордината y , как указано на рис. 1, отсчитывается по оси вулкана вниз от его вершины.

Определив α_1 , можем описать профиль верхнего конуса, исходя из решения обыкновенного дифференциального уравнения, справедливого как для лавового, так и для насыпного вулканов:

$$dr_i/dy = \text{ctg} \alpha_i, \quad 0 \leq y \leq h_1, \quad (10)$$

где r_i — радиус сечения верхнего конуса; $i = 1, 2$, причем индекс 1 соответствует лавовому вулкану, а индекс 2 — насыпному.

Из (9) и (10) получаем выражение для радиуса сечения верхнего конуса лавового вулкана:

$$r_1(y) = \int_0^y \text{ctg}[\varphi + \arcsin[p(y) \cdot \sin \varphi / (\rho_{пор} \cdot g) + C \cos \varphi / (\rho_{пор} \cdot g)]] dy + R_{кр}, \quad (11)$$

$$0 \leq y \leq h_1^*.$$

Здесь $R_{кр}$ — радиус кратера вулкана.

Для определения формы нижнего конуса воспользуемся уравнением равновесия в виде [4]

$$[\sigma_{сж} - p(y)] \cdot dS/dy = \rho_{пор} g S, \quad (12)$$

где S — площадь сечения нижнего конуса.

С учетом (5) получаем выражение для радиуса сечения нижнего конуса:

$$R_1(y) = r_1(h_1^*) \exp\left\{0,5 \int_{h_1^*}^y dy / [h_{кр} - (p(y) / \rho_{пор} g)]\right\}, \quad h_1^* \leq y \leq h_V, \quad (13)$$

где $r_1(y)$ имеет вид (11).

Вулканические острова лавово-эксплозивной системы

Предельную относительную высоту h_2^* верхнего конуса насыпного вулкана определяем с учетом выталкивающей силы окружающей среды (воды, воздуха) на обломки эффузивной породы. При этом, если вулкан полностью скрыт водой, т. е. $h_V \leq H_B$, то

$$h_2^* = \sigma_{сж} / g(\rho_{пор} - \rho_B) = h_{кр} / (1 - m_B) \equiv h_{кр}^B, \quad m_B = \rho_B / \rho_{пор}. \quad (14)$$

где $h_{кр}$ имеет вид (8), $h_{кр}^B$ — критическая высота в воде. Если же вулкан вышел из воды и образовался остров, т. е. если $h_V > H_B$, то в этом случае возможны следующие ситуации.

Так, если верхний конус полностью вышел из воды, т. е. высота надводной части вулкана $h_{надв}$ удовлетворяет условию

$$h_{надв} > h_{кр}^a \equiv \sigma_{сж} / g(\rho_{пор} - \rho_a) = h_{кр} / (1 - m_a), \quad m_a = \rho_a / \rho_{пор}. \quad (15)$$

где $h_{кр}^a$ — критическая высота в воздушной среде, $h_{надв} = h_V - H_B$, то в этом случае, естественно,

$$h_2^* = h_{кр}^a = h_{кр} / (1 - m_a). \quad (16)$$

Поскольку m_a мало, то, очевидно, можно принять $h_2^* \approx h_{кр}$.

В случае, когда верхний конус выходит из воды лишь частично, т. е. когда $h_{кр}^a > h_{надв} > 0$, предельная относительная высота определяется различно в зависимости от того, находится вулкан на мелководье или в глубоководье.

В случае глубоководья, т. е. когда $H_v \geq h_{кр}^b$, будем иметь

$$h_2^* = h_{надв} + [\sigma_{сж} - g(\rho_{пор} - \rho_a)h_{надв}] / g(\rho_{пор} - \rho_v) = h_{кр}^b - h_{надв}(m_v - m_a) / (1 - m_v). \quad (17)$$

Если же $H_v < h_{кр}^b$, т. е. в случае мелководья, и если при этом высота надводной части вулкана удовлетворяет условию

$$h_{надв} < [\sigma_{сж} - g(\rho_{пор} - \rho_v)H_v] / g(\rho_{пор} - \rho_a) = h_{кр}^a - H_v \cdot (1 - m_v) / (1 - m_a), \quad (18)$$

то в этом случае величина h_2^* определяется по формуле

$$h_2^* = H_v + [\sigma_{сж} - g(\rho_{пор} - \rho_v)H_v] / g(\rho_{пор} - \rho_a) = h_{кр}^a + H_v(m_v - m_a) / (1 - m_a). \quad (19)$$

Если же $h_{надв} \geq [\sigma_{сж} - g(\rho_{пор} - \rho_v)H_v] / g(\rho_{пор} - \rho_a)$, то в этом случае предельная относительная высота верхнего конуса h_2^* рассчитывается по формуле (17).

Таким образом, по мере роста насыпной вулканической постройки предельная высота ее верхнего конуса будет меняться в зависимости от положения вершины вулкана относительно уровня моря. Как следует из приведенных выше формул, наибольшее значение h_2^* будет иметь в случае, когда вулкан полностью скрыт водой; при этом $h_2^* = h_{кр}^b$. Наименьшее значение высоты h_2^* достигается после выхода верхнего конуса целиком из воды; при этом $h_2^* = h_{кр}^a$, $h_{кр}^a < h_{кр}^b$.

Подобно тому, как это сделано выше, определяем угол склона α_2 верхнего конуса, имеем

$$\alpha_2(y) = \varphi + \arcsin [C \cos \varphi / g(\rho_{пор} - \rho(y))], \quad 0 \leq y \leq h_2^*, \quad (20)$$

где $\rho(y) = \rho(z - H)$ — плотность окружающей среды (формула 2). Из (20) следует, что угол α_2 меняется в зависимости от того, находится ли верхний конус в воде или в воздухе, т. е. склон верхнего конуса будет иметь излом в случае, когда этот конус выходит из воды лишь частично.

Радиус сечения верхнего конуса $r_2(y)$ определяется из соотношения

$$r_2(y) = \int_0^y \operatorname{ctg}[\varphi + \arcsin(C \cdot \cos \varphi / g(\rho_{пор} - \rho(y)))] dy + R_{кр}, \quad (21)$$

$$0 \leq y \leq h_2^*.$$

При определении формы нижнего конуса, как и при анализе подводных вулканов [4], будем различать два случая вулканической активности — короткопериодный и длиннопериодный. В первом случае профиль нижнего конуса вулканической постройки описывается следующей зависимостью:

$$R_2(y) = r_2(h_2^*) \exp\{0,5 \int_{h_2^*}^y [g(\rho_{пор} - \rho(y)) / (\sigma_{сж} - \rho(y))] dy\}, \quad (22)$$

$$h_2^* \leq y \leq h_v.$$

Во втором случае R_2 определяется соотношением

$$R_2(y) = r_2(h_2^*) \exp\{0,5 \int_y^{h_2^*} dy / [h_{кр} - (\rho(y) / \rho_{пор} \cdot g)]\}, \quad (23)$$

$$h_2^* \leq y \leq h_v.$$

Полученные в настоящей статье соотношения описывают профиль вулканической постройки в зависимости от ее высоты и радиуса кратера. В связи с этим появляется возможность исследования особенностей изменения конфигурации вулканических построек Мирового океана в ходе их роста.

Обсуждение результатов счета и выводы

По формулам (9), (11), (13), (20) — (23) были проведены расчеты на ЭВМ. Результаты расчетов были использованы при построении теоретических обводов вулканических островов собственно лавовой и лавово-эксплозивной систем (рис. 2, 3). Анализ этих результатов позволил сделать следующие выводы.

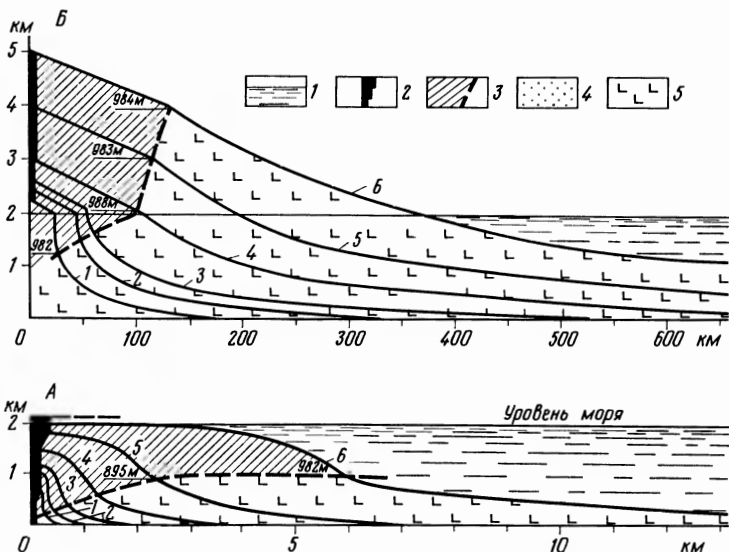


Рис. 2. Расчетные обводы вулканического острова собственно-лавовой системы
 1 — вода, 2 — жерло, 3 — кальдера проседания, 4 — пирокластический материал, 5 — базальты. А — начальная стадия. Рельеф постройки через: 1—2,5 сут; 2—9,6 сут; 3—1,7 мес; 4—1,2 года; 5—10,1 лет; 6—99,1 лет. Б — поздняя стадия. Рельеф постройки через: 1—2936, 2—13 700, 3—24 350, 4—177 716, 5—816 459, 6—3 615 605 лет. Значения параметров: $\varphi=0,1^\circ$; $C=10$ Па; $\sigma_{сж}=225 \cdot 10^5$ Па; $\rho_a=1,3$ кг/м³; $\rho_b=10^3$ кг/м³
 Датировка вулканических построек соответствует интенсивности извержений $Q=10^3$ м³/с

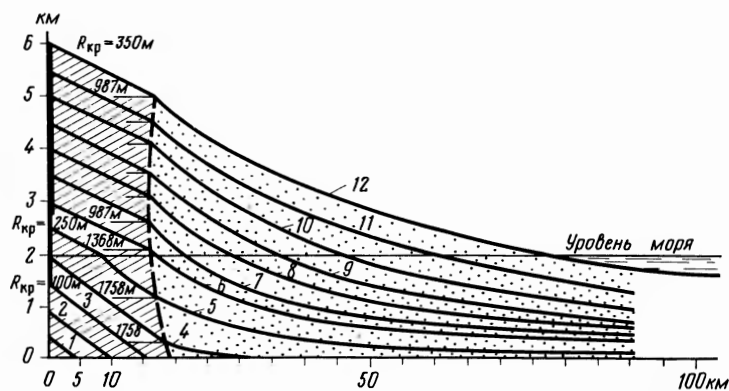


Рис. 3. Расчетные обводы вулканического острова насыпного типа. Значения параметров: $\varphi=38^\circ$; $C=10$ Па; остальные характеристики и условные обозначения см. на рис. 2.
 Рельеф постройки через: 1—0,5; 2—38; 3—12,6; 4—115,8; 5—1359; 6—4511; 7—8754; 8—16 630; 9—31 140; 10—57 543; 11—105 317; 12—191 080 лет

1. Полученные в настоящей статье соотношения, описывающие профили вулканических островов, более общие по сравнению с теми, которые были предложены нами в работах [2—4]. Действительно, принимая в формулах (9), (11), (13), (20) — (23) $\rho \equiv \rho_a$, получаем соотношения, описывающие обводы наземных вулканов [2]. Если же в указанных формулах принять $\rho \equiv \rho_b$, то получим соотношения, характеризующие геометрические формы подводных вулканов [4].

2. Расчеты показывают, что при выходе верхнего конуса насыпного вулкана из-под уровня моря его образующая претерпевает излом (рис. 3). Это обусловлено прекращением действия выталкивающей силы воды на обломки эффузивных пород, слагающих надводную часть конуса. По мере роста вулкана этот излом засыпается продуктами последующих извержений. Излом может наблюдаться также при переходе нижнего конуса через границу раздела двух сред

(воды и воздуха). Однако это будет иметь место лишь для вулканов коротко-периодного действия с большим объемом выбросов пирокластического материала.

Таким образом, природа этого излома (уступа) склона не является эрозивной, хотя в последующем этот излом может быть подчеркнут процессами размыва, если вскоре не будет перекрыт лавовыми потоками. При исследовании древних вулканов и амплитуды новейших тектонических движений фиксация изломов подобного происхождения может служить основой для реконструкции положения уровня моря.

Что касается лавовых вулканических построек, то поскольку изверженный материал этих вулканов не подвергается действию выталкивающей силы воды, а гидростатическое давление на их склоне убывает по линейному закону с приближением к поверхности моря, в этом случае резкого излома профиля вулканической постройки на границе раздела двух сред не будет.

3. Как следует из расчетов, на склонах лавовых и насыпных вулканических построек, на стыке верхнего и нижнего конусов возникает перегиб. Очевидно, что по мере роста вулкана точки перегиба будут перемещаться, описывая в пространстве некоторую кривую. Геометрическое место таких точек перегиба представляет собой поверхность, которая у насыпных вулканов имеет почти цилиндрическую форму, а у лавовых имеет вид пологой, расширяющейся кверху воронки (рис. 2, 3). Поскольку состав продуктов извержений, их плотность, степень консолидации, пористость могут различаться в верхнем и нижнем конусах, указанные поверхности можно рассматривать как своеобразные границы раздела материалов с различными физико-механическими свойствами. В связи с этим естественно предположить, что вдоль этих границ в теле вулкана могут возникать зоны концентрации напряжений и как следствие — многочисленные трещины сдвига, способствующие формированию кальдеры проседания или обрушения.

4. Из формул, описывающих профили вулканических островов собственно лавовой системы (9), (11), (13), следует, что при определенных условиях на подводном склоне вулкана могут возникать цокольные террасы, происхождение которых обусловлено особенностями напряженного состояния вулканической постройки, являющейся телом равного сопротивления.

Поскольку образование террасы (уступа) означает, что в данном месте угол склона равен $\pi/2$, то, принимая в (9) $\alpha_1(y) = \pi/2$, получаем, что террасы на подводном склоне вулкана могут возникать в точках с ординатой $y = y_*$, где

$$y_* = [(\rho_{\text{пор}} \cdot g \cdot l - C) \operatorname{ctg} \varphi - (\rho_a \cdot g H_a + \rho_b g H_b) + \rho_b g h_v] / \rho_b g. \quad (24)$$

из этой формулы следует, что, во-первых, основным параметром, определяющим положение цокольных террас на склоне, являются физико-механические свойства пирокластических пород: чем больше плотность пород или чем меньше их угол внутреннего трения, тем ниже по склону будет формироваться цокольная терраса. Во-вторых, место возникновения таких террас определяется глубиной моря — чем больше H_b , тем выше по склону (при прочих равных условиях) будут образовываться террасы.

По нашему мнению, возникновение цокольных террас обусловлено концентрацией напряжений в определенных точках склона, возникающей в ходе роста вулкана при очередном излиянии лавы. Не исключено, что именно таким является происхождение отчетливой террасированности Курило-Камчатского хребта, на которую обратил внимание И. В. Мелекесцев [10].

5. Принимая гипотезу равнопрочности вулканических построек, необходимо также оговорить и механизм разгрузки напряжений в теле вулкана, т. е. объяснить, каким образом происходит разрушение вулканической постройки и переформирование ее склонов, если вертикальные сжимающие напряжения σ_{yy} в каком-либо горизонтальном сечении тела вулкана превысят предел прочности породы на сжатие $\sigma_{\text{ск}}$.

На наш взгляд, в случае насыпных вулканов такое объяснение механизма разгрузки напряжений может быть дано в рамках известной теории, развитой С. С. Григоряном [11]. Экспериментальное подтверждение ее дано в работе [12]. Согласно этой теории, первоначальное накопление взрывчатой породы на склоне вулкана будет происходить в окрестности той точки на склоне, в которой угол склона равен углу естественного откоса изверженной породы. Сопротивление движению обломков изверженных пород по склону определяется силой трения этих пород о подстилающее основание. При небольших объемах пирокластического материала эта сила подчиняется закону Кулона и растет с увеличением мощности отложений на склонах, достигая при некотором своем критическом значении предельной величины. Это критическое значение силы трения определяется прочностью наиболее слабого из пары трущихся материалов [11]. С ростом концентрации напряжений на реальных контактных поверхностях обломков сила трения остается на этом предельном уровне, тогда как смещающая сила, пропорциональная мощности взрывчатого материала, отложившегося на склоне, будет расти. В результате возникает ситуация, при которой сопротивление смещению значительных объемов пород оказывается весьма малым по сравнению со сдвигающей силой, имеющей гравитационную природу, что и приводит к возникновению оползня, обладающего большой подвижностью и способностью перемещаться на большие расстояния. Этот оползень, вынося материал к подножию вулкана, тем самым переформирует его склоны и разгружает напряжения, возникшие в теле постройки. В результате таких оползней вулканическая постройка может осложниться барранкосами.

В заключение отметим, что в настоящей статье не рассматривается процесс эрозии вулканической постройки, интенсивность которого в надводной части вулкана, и в особенности в зоне действия прибоя, может быть весьма значительной. Учет этого процесса — предмет дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Becker G. F.* The geometric form of volcanic cones and the elastic limit of lava // Amer. J. Sci. 1885. V. 30. P. 283—293.
2. *Геворкян С. Г., Голубов Б. Н.* Геометрия склонов вулканических структур // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т. 60. Вып. 3. С. 30—35.
3. *Геворкян С. Г., Голубов Б. Н., Калантарова Ж. Х.* Геометрия склонов наземных и подводных вулканических построек центрального и линейного типов // Вулканизм и связанные с ним процессы. Тез. докл. VI Всес. вулканологического совещания. Петропавловск-на-Камчатке, 1985. Вып. 1. С. 21—22.
4. *Геворкян С. Г., Голубов Б. Н., Калантарова Ж. Х.* Геометрия подводных вулканов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 3. С. 56—65.
5. *Григорьев Г. Н.* О генетической классификации островов // Изв. ВГО. 1971. Т. 103. Вып. 2. С. 123—130.
6. *Игнатьев Г. М.* Тропические острова Тихого океана. М.: Мысль, 1979. 270 с.
7. *Тихомиров В. Г.* Структурная геология вулканических массивов. М.: Изд-во МГУ, 1985. 184 с.
8. *Апродов В. А.* Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.
9. *Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розе Н. В.* Теоретическая гидромеханика. Т. 1. М.: Физматгиз, 1963. 583 с.
10. *Мелекесцев И. В.* Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
11. *Григорян С. С.* Новый закон трения и механизм крупномасштабных горных обвалов и оползней // Докл. АН СССР. 1979. Т. 244. № 4. С. 846—849.
12. *Григорян С. С., Гулакян К. А., Савинков А. В., Мелкумян М. В.* Исследование прочности обломочных скальных пород // Проблемы термомеханики грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1986, с. 49—60.

ПНИИИС Госстроя СССР
Межотраслевой научно-технический
комплекс «ГЕОС» Мингео СССР
НИИМеханики МГУ

Поступила в редакцию
1.III.1988

Summary

The paper gives the solution of the volcanic islands slope geometry problem which has been obtained within the scope of a mathematical model developed on the basis of the hypothesis by G. F. Becker. The latter assumed volcanoes to be bodies of equal strength (resistance). The suggested equations describe the volcanic constructions profiles as a function of their height, crater's radius and the volcanic rock properties. The computer calculations results were used to construct theoretical contours of volcanic islands. Possible causes of terrace formation on the islands slopes are also discussed, as well as conditions of collapse caldera formation.

УДК 551.435.1 (235.222)

А. Г. ДЕМИН

ЭРОЗИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА ТЕРРИТОРИИ АЛТАЯ

Изучение эрозионных процессов на территории Алтая позволило установить чрезвычайное разнообразие форм их проявления в различных геоморфологических условиях, в зависимости от литологии и климата, густоты и глубины эрозионного расчленения, строения и ориентировки эрозионных систем, экспозиции и крутизны склонов, степени залесенности и задернованности, а также хозяйственной деятельности, оказывающей существенное влияние на развитие оврагов, деформации русел и берегов рек, эрозию почв [1, 2]. Для региональной характеристики эрозионных процессов разработана схема геоморфологического районирования Алтая (рисунок), в основу которой положены особен-

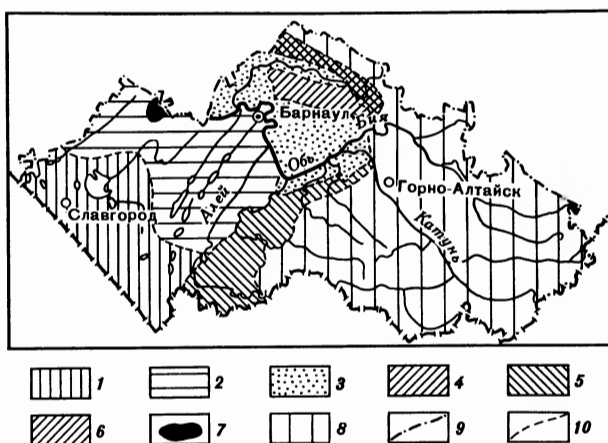


Схема геоморфологических районов Алтая
 1 — Кулундинская равнина; 2 — Приобское плато; 3 — Террасированные долины правобережья Верхней Оби; 4 — Бийско-Чумышская возвышенность; 5 — Предалтайская равнина; 6 — Предсалаирская равнина; 7 — Каменское поднятие; 8 — Салаирский кряж и Горный Алтай; 9 — граница Алтайского края; 10 — границы геоморфологических районов

ности проявления эрозионных процессов, динамика долинного рельефа и верхних звеньев гидрографической сети на Алтайской равнине, Салаире и Горном Алтае. На схеме выделены: I — Кулундинская равнина, II — Приобское плато, III — террасированные долины правобережья Верхней Оби, IV — Бийско-Чумышская возвышенность, V — Предалтайская равнина, VI — Предсалаирская равнина, VII — Каменское поднятие, VIII — Салаир и Горный Алтай.

Кулундинская равнина. Основу эрозионной сети Кулундинской равнины