

В. П. ЗЕНКОВИЧ

## ВЫРАБОТКА АБРАЗИОННОГО ПРОФИЛЯ В ПРОЦЕССЕ ПОВЫШЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

(Представлено академиком П. П. Шишовым 22 IX 1948)

Как известно (1), уровень Черного моря испытал повышение на несколько десятков метров в новейшее (посленовозвксинское) время. Вдоль его берегов встречаются абразионные участки, полностью лишенные подводной аккумулятивной террасы или имеющие лишь весьма узкую полосу накопления наносов волнового поля, лежащую на глубине 25—40 м. Само по себе образование таких участков связано с особенностями очертаний береговой линии (выступы берега, от которых наносы увлекаются в обе стороны волнами) или это места весьма ограниченного твердого стока с суши.

На таких участках мы можем видеть профили дна трех следующих типов.

Там, где берег сложен легко абрадируемыми породами (плиоценовые и четвертичные глины западной части моря, флиш Кавказского побережья), выработан нормальный абразионный профиль (2) с весьма пологими углами наклона дна, который на известной глубине закономерно переходит в поверхность аккумулятивной террасы.

В местах развития весьма прочных и лишенных трещиноватости пород Крыма (диориты Аю-Дага, вулканические породы Карадага и Фиолента, конгломераты мыса Меганом, глыбы верхнеюрских мраморовидных известняков, такие, как мыс Айя, Айтодор, скалы Симеиза, Гурзуфа и др.) форм абразии при современном уровне вообще не имеется, и весьма крутые надводные обрывы без заметного перелома профиля уходят на глубину в несколько десятков метров.

Промежуточное место занимают участки пород средней устойчивости, такие, как карбонатные разности флиша района Новороссийска и Геленджика, конгломераты Мюссерской возвышенности, в Крыму — неогеновые известняки Тарханкута, Херсонеса, горы Опук, сцементированные оползневые массы южного берега, юрские сланцы и песчаники восточного берега. Здесь мы видим формы абразии при современном уровне и в общем одинаковое, закономерное строение подводного профиля до глубины в 20—40 м.

В большинстве случаев у таких берегов обнаженная поверхность коренных пород (бенч) уходит с относительно пологим наклоном до глубин 10—15 м. Однако эти наклоны (порядка 0,04—0,09) намного превышают наклоны бенча, выработанного в рыхлых породах (0,01—0,03). Затем крутизна уклона дна увеличивается и достигает 0,12—0,22 (в породах различной устойчивости). С таким же крутым наклоном откос коренных пород подходит к почти горизонтальной поверхности аккумуляции илистых, илесто-песчаных или ракушечных отложений (рис. 1).

В особенности характерно, что в случае горизонтального или слабо дислоцированного залегания неогеновых отложений топографическая поверхность суши имеет значительно меньшие градиенты уклона, чем морское дно. Отсюда можно сделать вывод, что крутой подводный склон коренных пород выработан морем в процессе абразии и именно в условиях повышения уровня моря. Напомню, что, давая обзор типов профилей береговой зоны в целом, А. Пенк (6) смог разграничить толь-

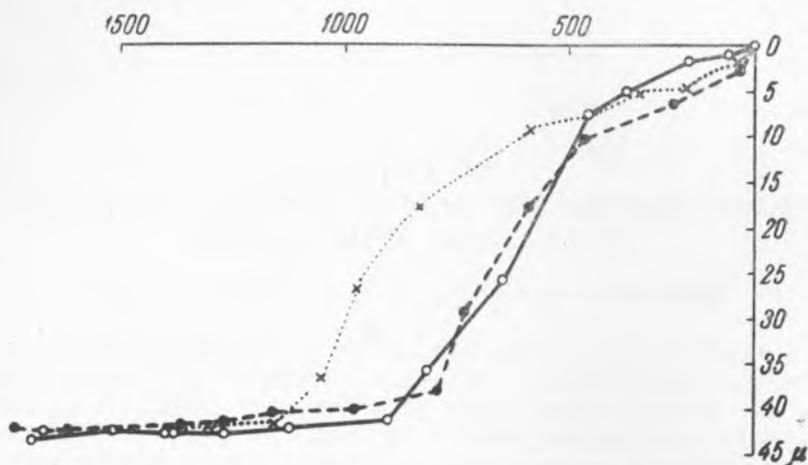


Рис. 1. Профили по точным промерам у одного из участков берега, сложенного неогеновыми известняками. Вдоль берега три линии приведенных профилей отстоят друг от друга на расстоянии около 500 м

ко два типа — «врезанные крутые» берега (синоним абразионных) и «углубленные плоские» (синоним аккумулятивных). Таким образом, мы описываем принципиально иной тип профиля, вырабатывающийся в специфических условиях (рис. 2).

Какой же процесс может дать рассматриваемый результат? Анализ хода абразии при изменяющемся уровне весьма сложен; но для нашей цели его можно предельно упростить. Примем, что скорость отступления клифа постоянна на данном участке и не зависит от относительно изменяющейся высоты его верхнего края над уровнем моря. Предположим также, что все донные наносы увлекаются в сторону от данного участка процессом продольного перемещения (что в рассматриваемых случаях и осуществляется в природе). Тогда нам придется иметь дело с темпом отступления клифа (горизонтальные расстояния в единицу времени) и темпом повышения уровня моря (вертикальные расстояния в единицу времени). Если абразия началась у вертикальной стенки клифа, то при равенстве этих величин за известный отрезок времени дно на участке абразии будет представлять собой плоскость, наклоненную под углом  $45^\circ$ . При замедлении повышения уровня наклон уменьшится, при ускорении дно станет более крутым.

На участках прочных пород, упомянутых выше, мы не встречаем почти никаких признаков абразии при современном уровне. На них нет таких элементов, как прибойная ниша, клиф, абразионная терраса. Только на известняках наблюдается физико-химический или биохимический процесс каррообразования в зоне прибоя, но темп его, повидимому, ничтожен. Я обследовал в 1939 г. под водой подножье скалы Дива в Симеизе до глубины в 16 м, но и там не нашел никаких уступов или иных форм, свидетельствующих об абразии (3). Если берег здесь и отступает, то лишь на немногие сантиметры в столетие, следствием чего и является отсутствие перелома профиля у современного уровня.

Рыхлые породы даже в естественных условиях дают скорости отступления клифа порядка 1 м в год (глины Каркинитского залива (4)). При нарушении же установившегося природного равновесия, даже в более плотных породах (флиш Сочинского района), скорость абразии возрастает до 4 м в год (5). Поскольку повышение уровня моря неизбежно приводит к нарушению равновесия, можно считать, что в процессе трансгрессии в таких местах в каждый данный момент времени успевает выработаться профиль равновесия, мало отличный от такового, выработанного при стабильности уровня (2).

Наиболее интересен, следовательно, и здесь промежуточный случай, когда в относительно устойчивых породах темп отступления клифа и темп поднятия уровня представляют соизмеримые величины. В большинстве указанных мест (Тарханкут, Херсонес и др.) мысленное продолжение за пределы современного клифа топографической поверхности суши встречает поверхность морского дна уже в области неволновой аккумуляции илстых отложений. Возраст первой поверхности, как можно судить по образованию делювия типа «терра росса», древнечетвертичный или плиоценовый. Поэтому мы вправе считать, что даже в момент максимальной регрессии берег на таких участках имел клиф и являлся абразионным. Когда началось повышение уровня, абразия, естественно, усилилась, а остающаяся у подножья клифа наклонная поверхность бенча приобретала наклон, зависящий от соотношения темпов отступления клифа и повышения уровня.

Переход к современным условиям изображен на рис. 3. Из него видно, что строение профиля указывает на замедление повышения

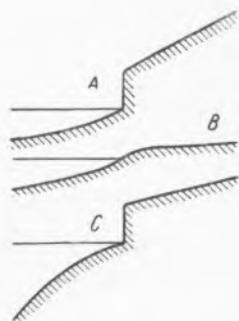


Рис. 2. Три типа схематических профилей береговой зоны: А — врезанный крутой берег; В — углубленный плоский; С — описываемый тип профиля на абразионных участках Черного моря, сложенных породами средней устойчивости

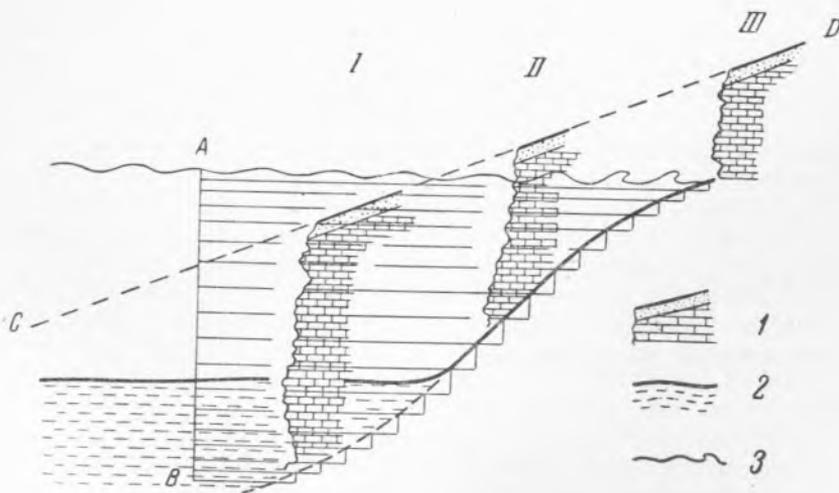


Рис. 3. Схема выработки профиля дна на абразионном участке. По вертикали АВ отложены величины подъема уровня моря в единицу времени. На линии профиля отложены равные отрезки, на которые отступал берег. Линия CD — мысленное продолжение топографической поверхности суши в сторону моря. I (I—II—III) — различные положения отступающего клифа из горизонтально залегающих неогеновых известняков, увенчанных плащом делювия; 2 — область неволновой аккумуляции (илы и ракушка), под которой погребено основание абразионного профиля; 3 — современный уровень моря

уровня в последнюю фазу трансгрессии. В то же время равномерный уклон нижней части дна показывает, что скорость повышения уровня оставалась примерно постоянной за длительный предшествующий период, так как в противном случае мы имели бы на дне ряд перегибов профиля. К сожалению, начало трансгрессии мы не можем проследить на современных профилях, так как соответствующая часть абразионной поверхности ныне погребена под покровом рыхлых отложений.

Сделанные выше построения элементарно просты, что, однако, не является недостатком примененного способа анализа. Наоборот, подобрав сравнительный материал по типам профилей абразионных участков дна на различных морях, можно будет наметить в общих чертах направление и темп новейших вертикальных движений. В худшем случае, такие данные могут явиться дополнительным коррективом к материалам, полученным иными, более точными методами.

Институт океанологии  
Академии наук СССР

Поступило  
29 VI 1948

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- <sup>1</sup> А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, Геологическое строение и история развития Черного моря, изд. АН СССР, 1938. <sup>2</sup> В. П. Зенкович, Динамика и морфология морских берегов, ч. 1, Волновые процессы, 1946. <sup>3</sup> В. П. Зенкович, Тр. ин-та океанологии АН СССР, 1 (1946). <sup>4</sup> В. П. Зенкович, Вопросы географии, сб. 3, 1947. <sup>5</sup> В. П. Зенкович, Вопросы географии, сб. 4, 1947. <sup>6</sup> А. Ренк, Die Morphologie der Erdoberfläche, Berlin, 1894.