

- Маккавеев Н. И., Мандыч А. Ф., Чалов Р. С. Влияние восходящего развития рельефа на глубину эрозии и твердый сток рек Западной Грузии. «Вестн. МГУ. География», № 4, 1968.
- Мандыч А. Ф. Величина твердого стока рек Западной Грузии. «Вестн. МГУ. География», № 2, 1967.
- Мачавариани Н. Г. Сток взвешенных наносов рек южного склона Центрального Кавказа. Автореф. канд. дис. М., 1971.
- Никонов А. А. Определение скоростей врезания рек. «Геоморфология», № 1, 1973.
- Пириев Р. Х. Морфометрический анализ рельефа Азербайджана. Автореф. канд. дис. Баку, 1969.
- Растворова В. А. Формирование рельефа гор. М., «Наука», 1973.
- Спиридонов А. И. Методы определения денудационного среза. В сб. «Вопросы геоморфологии». М., 1974.
- Хмаладзе Г. Н. Гидрологический метод расчета стока влекомых (донных) наносов. «Тр. Закавказского НИИ гидрометеорологии», вып. 42/48. Л., Гидрометеоздат, 1971.
- Хрисанов В. А. Масштабы современной денудации Кавказа (на примере Северной Осетии). «Геоморфология», № 4, 1979.
- Щербакова Е. М. Древнее оледенение Большого Кавказа. Изд-во МГУ, 1973.
- Щукин И. С. Очерки геоморфологии Кавказа, ч. 1. Большой Кавказ. «Тр. НИИ географии МГУ», вып. 2, 1926.

Московский государственный  
университет  
Географический факультет

Поступила в редакцию  
20.III.1980

## EROSIONAL ACTIVITY OF RIVERS WITHIN THE LIMITS OF SCHISTOUS AND CALCAREOUS DAGHESTAN

Z. H. GADJIEVA

### Summary

The author calculated thickness of average layer removed by erosion per year on the basis of solid discharge data; the thickness appeared to be more at middle mountains of Calcareous Daghestan than at high mountains of Schistous Daghestan. It is accounted for by deep valleys and intensive weathering at Calcareous Daghestan. Considering the results the author thinks it possible that the direct correlation of erosion intensity with height (postulated by A. Penck) can be in some cases essentially disturbed.

УДК 551.468(262.5)

Н. В. ЕСИН, Ю. Д. ЕВСЮКОВ, М. Т. САВИН,  
В. А. ДМИТРИЕВ

## НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И ЭВОЛЮЦИИ ШЕЛЬФА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Южное отделение Института океанологии АН СССР в течение ряда лет проводило эхолотную съемку шельфа северо-восточной части Черного моря и изучало современные береговые процессы в этом районе. Полученные материалы позволили составить геоморфологическую схему шельфа и сделать некоторые выводы о его эволюции в плейстоцене. Запись подводного рельефа проводилась с различных судов на глубинах от 10 до 200 м. Всего записано около 100 профилей. На эхолотных записях выявлены подводные террасы, затопленные береговые аккумулятивные формы, бровка шельфа, различные отрицательные формы, напоминающие русла рек (рис. 1, 2). Для удобства описания район исследования разделен на четыре участка. На рис. 3 показано изме-

нение вдоль береговой линии средних уклонов поверхности шельфа, выраженных в условных единицах.

На глубинах 120—130 м выявлена террасовидная поверхность, прослеживаемая на многих участках шельфа. Мы предполагаем, что она могла быть образована во время пресурсожской максимальной регрессии, когда уровень Черного моря опускался на 112—122 м (Островский, 1967). В дальнейшем в результате тектонических движений побережья поверхность этой террасы была несколько деформирована.

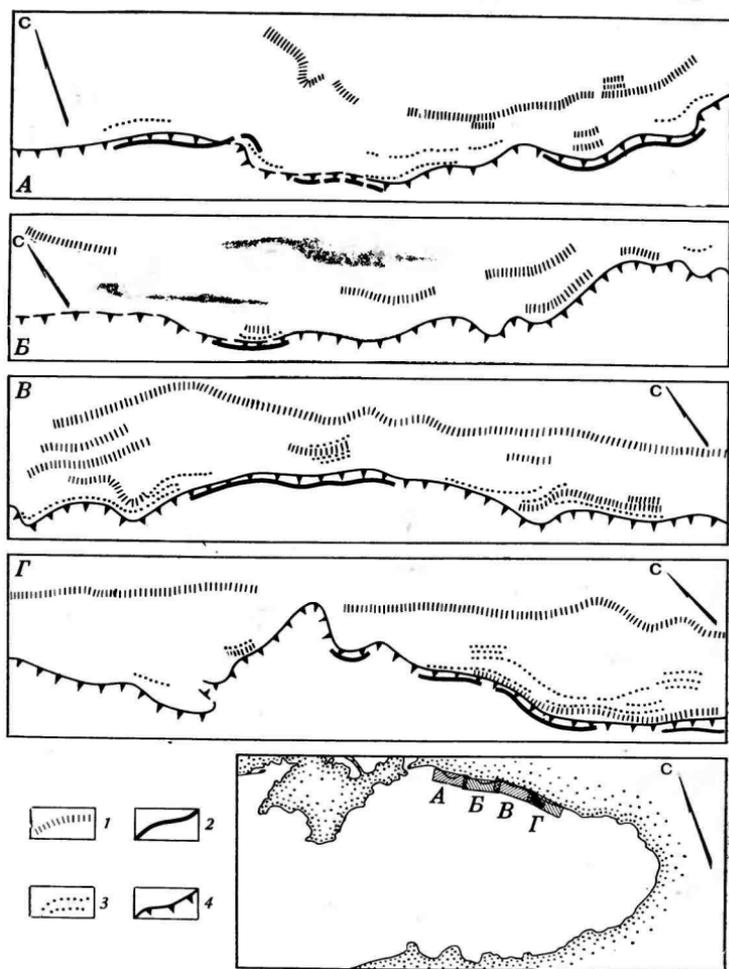


Рис. 1. Геоморфологическая схема шельфа северо-восточной части Черного моря

1 — уступы, разделяющие подводные террасы; 2 — абразионная терраса на глубине 120—130 м; 3 — краевой подводный вал или система валов; 4 — край шельфа; А—Г — участки шельфа

На глубинах 70—90 м обнаружены затопленные древние береговые валы, которые мы условно назвали «краевым валом». Высота его варьирует в пределах от 2 до 20 м. На некоторых участках побережья прослеживаются серии из двух, трех, четырех валов. Следует отметить, что «краевой вал», обнаруженный на шельфе Болгарии (Маловицкий и др., 1977; Ионин и др., 1978), находится на таких же глубинах. Это является одним из свидетельств одинакового возраста и механизма их формирования. А. С. Ионин и др. (1978) полагают, что это береговые аккумулятивные формы, образовавшиеся в условиях замедленной ре-

грессии моря в позднечетвертичное время. При последующей трансгрессии они были частично переработаны волнами.

Кроме упомянутой террасовидной поверхности в пределах изученного шельфа обнаружено еще несколько подводных террас. Так, на всех участках выделяется терраса в интервале глубин 17—10 м, ограниченная четко выраженным уступом, подножие которого совпадает с изобатой 20 м. Подножие уступа другой террасы лежит на глубине 50 м. Есть еще несколько фрагментов террасовидных площадок, находящихся на разных глубинах и не коррелирующих между собой.

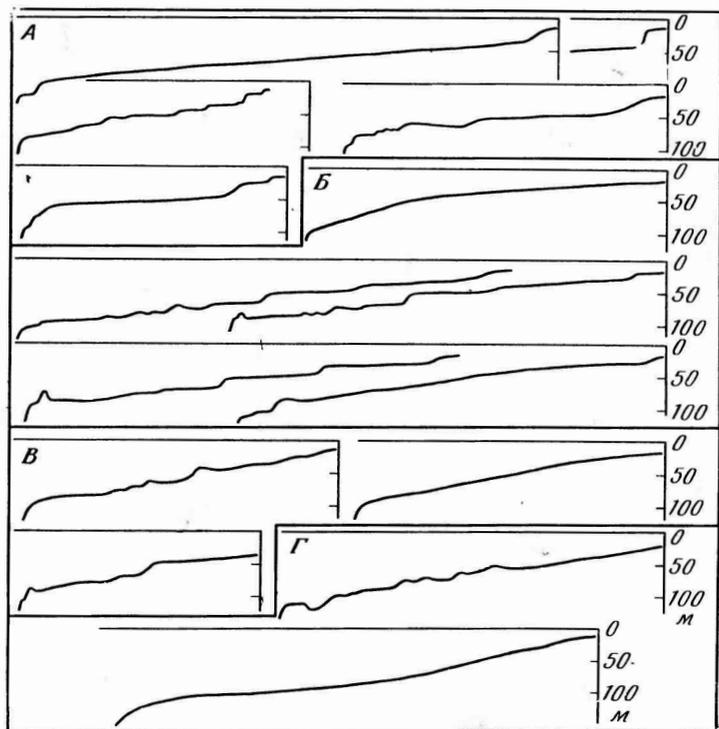


Рис. 2. Характерные профили участков шельфа (А—Г), выделенных на рис. 1

По материалам исследований современных абразионных процессов представляется возможным сделать следующие выводы об эволюции описанного шельфа в плейстоцене. На заключительной стадии каждой очередной трансгрессии береговая линия подходила к подножию клифа, выработанного более древними абразионными процессами, и волны начинали его разрушать. Отступление берега продолжалось еще некоторое время и при последующей регрессии, а затем клиф отмирал и воздействие волн проявлялось только в понижении поверхности шельфа. Вследствие понижения ур. моря плащ наносов, представленных здесь главным образом илом, размывался и обнажались коренные породы (Леонтьев, 1949), на которые волны воздействуют лишь в интервале глубин до 2—3 м (Есин, Савин, 1970).

Существует принципиальное отличие развития профиля абразионного подводного склона при трансгрессии и регрессии. Во время трансгрессии глубины в прибойной зоне все время возрастают (поскольку дно понижается, а ур. моря поднимается). Это предопределяет выход со временем любого участка дна из-под воздействия волн. При регрессии понижаются и дно и ур. моря, вследствие чего конечный результат

процесса определяется соотношением скоростей размыва дна  $V$  и падения уровня  $u$  (Попов, 1957; Есин, 1978). Если  $V < u$ , то на данном участке терраса выходит из-под воды. Там, где  $V < u$ , в прибойной зоне образуются клиф и бенч. При  $u = V$  не происходит ни того ни другого; это как бы граничный между двумя первыми случаями, когда исходный подводный склон в приурезовой полосе смещается параллельно самому себе синхронно с понижением уровня. Указанные изменения в характере абразии хорошо описывает достаточно простая математическая модель.

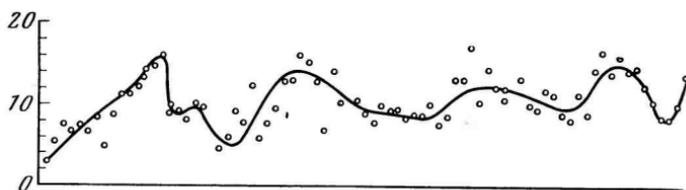


Рис. 3. Распределение вдоль берега средних уклонов поверхности шельфа

Пусть нам известна функция распределения скоростей донной абразии по глубине  $H$  моря:  $V = V(H)$ . Данные для построения такой функции могут быть получены путем натуральных наблюдений (Шуйский, Шевченко, 1975). Так как глубина в фиксированной точке моря изменяется в результате углубления дна и изменения ур. моря, можно записать уравнение

$$\frac{dH}{dt} = V[H - S(t)],$$

где  $S(t)$  — величина хода уровня,  $t$  — время.

Для рассматриваемого нами района зависимость  $V(H)$  можно аппроксимировать экспонентой, проходящей через точки  $V(H) = 5$  мм/год при  $H = 0$  и  $V = 0,5$  мм/год при  $H = 2$  м (модель А) или  $V = 10$  мм/год при  $H = 0$  и  $V = 1$  мм/год при  $H = 2$  м (модель В). Каждая из этих экспонент отвечает данным натуральных наблюдений (Есин, Савин, 1970). Гляциоэвстатические колебания ур. моря мы аппроксимировали кривой, близкой к синусоиде. Расчеты выполнены для первоначально прямолинейного профиля поверхности шельфа. Они позволяют сделать некоторые выводы о закономерностях его эволюции при воздействии волн на коренные породы.

Наиболее четко результаты воздействия волн на поверхность шельфа отмечаются в верхней и нижней его частях. Объяснить это можно, например, замедлением здесь хода уровня соответственно при трансгрессии и регрессии. В целом процесс эволюции профиля шельфа протекает так. В верхней его части формируется терраса, расширяющаяся со временем. Это прообраз реальной террасы, находящейся на глубинах 20—10 м. Ниже шельф разрушается более или менее равномерно. Еще ниже тоже формируется серия террас. Данное несоответствие объясняется тем, что модель не учитывает, в частности, замедления скорости абразии при уменьшении уклона дна, вследствие чего ее «рельефообразующий эффект» превосходит реальный. При трансгрессии моря клифы, образованные во время предшествующей регрессии, частично разрушаются и выколаживаются (наша модель это учитывает). Поэтому подводные террасы с вертикальным клифом, как правило, не встречаются.

В процессе эволюции шельфа под воздействием волн происходит понижение его коренной поверхности. Так как отношение  $V/u$  переходит через единицу ( $V = u$ ) примерно на одних и тех же глубинах (совре-

менных), можно заключить, что нижняя граница распространения процесса террасообразования перемещается в сторону суши, а верхняя — в сторону моря, т. е. области, где возможно образование террас, расширяются, а зона, в которой этот процесс невозможен, сужается. Рассмотрим более подробно вопрос о том, какие факторы определяют границы областей террасообразования. Известно, что величина  $V$  зависит от прочности пород  $\epsilon$ , высот  $h$  и длин волн  $\lambda$ , начального уклона дна  $\text{tg } \alpha$  и количества обломочного материала на подводном склоне  $W$ , а  $u = u_{\text{эвст.}} + u_{\text{тект.}}$ , где  $u_{\text{тект.}}$  — скорость тектонического движения побережья,  $u_{\text{эвст.}}$  — скорость эвстатического изменения ур. моря. Такие параметры, как  $h$ ,  $\lambda$ ,  $u_{\text{эвст.}}$ , имеют примерно одинаковые значения в области всего рассматриваемого шельфа, следовательно, образование здесь террасы на той или иной современной глубине определяется случайным сочетанием величин  $W$ ,  $\text{tg } \alpha$ ,  $u_{\text{тект.}}$ ,  $\epsilon$ . Наиболее существенную роль играют  $u_{\text{тект.}}$  и  $W$ . Благоприятные условия для образования террас возникают на погружающемся побережье (так как отн. скорость понижения уровня, обусловленная суммарным воздействием тектонического и эвстатического факторов, при этом уменьшается). Данное обстоятельство, по нашему мнению, благоприятствовало формированию террас на участке *A* (см. рис. 1).

Роль обломочного материала определяется его абразивным воздействием на сложенную флишем поверхность шельфа и берег (Есин, Савин, 1970). Сейчас на большей части рассматриваемого побережья основным источником гальки на пляже является активный клиф. Когда ур. моря находится на отметках ниже современных, клиф не поставляет в береговую зону обломочный материал. В такой ситуации существенную роль в береговых процессах может играть грубообломочный материал, выносимый реками. Если формируемые из него на приустьевых участках пляжи имеют небольшую ширину, условия для образования террас здесь будут сравнительно благоприятными. По нашим предположениям, серии террас на участке *B* (см. рис. 1) образовались благодаря наличию здесь терригенного материала.

## ВЫВОДЫ

1. На шельфе северо-восточной части Черного моря террасы закономерно формируются на глубинах меньше 20 и больше 70 м. На других глубинах они образуются лишь при благоприятном стечении обстоятельств и не коррелируют между собой.

2. В процессе эволюции шельфа зоны террасообразования все время расширяются.

3. Террасы на шельфе образуются главным образом во время регрессии моря. При последующей трансгрессии происходит разрушение их уступов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Есин Н. В. О возрасте шельфа северо-восточной части Черного моря. «Докл. АН СССР», т. 243, № 2, 1978.
- Есин Н. В., Савин М. Т. Абразия флишевого берега Черноморского побережья. «Океанология», № 1, 1970.
- Маловицкий Я. П., Димитров П. С., Чабашвили С. В., Карпенко Н. К., Есин Н. В., Марков Х. Т., Пърличев Д. Г., Золотарев В. Г. Советско-болгарская комплексная океанологическая экспедиция (5-й рейс НИС «Академик Л. Орбели»). «Океанология», № 4, 1977.
- Ионин А. С., Говберг Л. И., Новикова З. Т., Юркевич М. Г., Пърличев Д. Результаты морфолитодинамических исследований северной части шельфа Болгарии. «Океанология», № 2, 1978.
- Леонтьев О. К. Перестройка профиля аккумулятивного берега при понижении уровня моря. «Докл. АН СССР», т. XVI, вып. 3, 1949.
- Островский А. Б. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказского побережья. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 1, 1967.

Попов Б. А. Опыт аналитического исследования процесса формирования морских террас. «Тр. Океаногр. комис. АН СССР», т. 2, 1957.  
Шуйский Ю. Д., Шевченко В. Я. Динамика берегов Черного моря в районе мыса Бурнас. «Геоморфология», № 4, 1975.

Южное отделение  
Института океанологии  
им. П. П. Ширшова АН СССР

Поступила в редакцию  
4.VII.1978

---

## FEATURES OF GEOMORPHOLOGY AND EVOLUTION OF THE NORTH-EASTERN SHELF OF THE BLACK SEA

N. V. ESIN, YU. D. EVSYUKOV, M. T. SAVIN, V. A. DMITRIEV

### Summary

A geomorphological scheme of the shelf of the North-East Black Sea has been compiled, showing submarine terraces, «marginal bar» or system of bars and the shelf's edge. Analysis of the present-day abrasion processes allows to conclude that the terraces are regularly formed at depths less than 20 meters and more than 60 to 70 meters. A simple mathematical model of shelf evolution is introduced.

---

УДК 551.4 : 551.24

О. К. ЛЕОНТЬЕВ

## О ПОПРАВКЕ ЗА ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА К РАСЧЕТАМ СУММАРНЫХ АМПЛИТУД НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

В неотектонических реконструкциях, имеющих целью выявление масштабов вертикальных движений земной коры за новейший этап геологического развития Земли, обычно имеется один крупный недостаток. Суждения о величине поднятия или погружения основываются на вертикальном положительном или отрицательном изменении высоты данной точки или участка земной поверхности относительно современной абс. высоты этой точки или участка, т. е. в конечном счете относительно современного уровня океана. Однако, как это стало особенно ясно в результате ряда работ, опубликованных за последние 10 лет (Леонтьев, 1970; Найдин, 1972; Шлейников, 1975, 1976; Клиге и др., 1978), уровень океана, во-первых, неоднократно изменялся не только в четвертичное время (в связи с оледенениями и потеплениями, о чем существует обширная литература, список которой здесь приводить нецелесообразно, поскольку он включил бы многие сотни работ), но и во все предыдущие геологические эпохи, в том числе в неотектонический этап; во-вторых, появились принципиальные возможности определения этих изменений.

На необходимость учета этих изменений при оценке неотектонических движений указывалось как автором этой заметки (1970), так и А. П. Дедковым и некоторыми другими исследователями. Необходимо заметить, что размах колебаний уровня Мирового океана настолько значителен, что неучет этого фактора при неотектонических реконструкциях неизбежно приводит к такого рода ошибкам, как преувеличение поднятия, уменьшение амплитуды погружения того или иного участка и даже к