

УДК 551.234(262.5)

С.А. НЕСМЕЯНОВ, И.П. БАЛАБАНОВ, Я.А. ИЗМАЙЛОВ

**МЕТОДИКА АНАЛИЗА  
ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ  
НА ПОБЕРЕЖЬЯХ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ  
ПО ДЕФОРМАЦИЯМ ДРЕВНИХ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ  
(НА ПРИМЕРЕ ЧЕРНОГО МОРЯ)**

Вертикальные тектонические движения оцениваются по деформациям разновозрастных, т. е. синхронных по времени образований на всем протяжении, первично горизонтальных уровней. Подобными уровнями на морских побережьях обычно считаются древние береговые линии, отвечающие геологически мгновенным моментам максимумов трансгрессий. Критерии выделения таких линий рассеяны в обширной литературе (Зенкович, 1946, 1962; Долотов, 1961; Леонтьев, 1961; Шепард, 1964; Каплин, 1973; Лонгинов, 1973; Арсланов и др., 1982; и др.). Они обычно считаются универсальными (Бадюков, 1982; и др.), хотя достаточно очевидны различия многих из них для приливных и неприливных акваторий. К последним относится большинство внутренних морей, типичным примером которых является Черное море. Некоторые материалы по его Кавказскому побережью положены в основу настоящей статьи.

Фиксация древних береговых линий традиционно производится по уровню наиболее высокого расположения морских отложений каждой террасы в сечении, поперечном побережью, т. е. современной и древним береговым линиям. На основе таких материалов без должного анализа допускается точность оценки высоты древних береговых линий до 1—2 м, а соответственно признается возможным выявление деформаций с амплитудой 3—5 м (Федоров, 1963, 1969; Островский, 1968; Островский, Щелинский, 1969). Как будет показано ниже, подобная точность в большинстве случаев не обоснована, что приводит к неверным тектоническим построениям.

Однако положение древних береговых линий, т. е. палеоуровней моря, отвечающих максимуму трансгрессии, может фиксироваться по расположению ряда форм рельефа и типов осадков, которые образовались в береговой зоне моря.

Понятия "побережье" и "береговая зона" трактуются по-разному. Побережьем нередко именуют часть суши, где развиты береговые линии (Зенкович, 1962). Однако береговые линии могут быть и затопленными. Поэтому побережье должно включать всю зону, где развиты древние береговые линии (Леонтьев и др., 1975; Бадюков, 1982). По-видимому, в пределах побережья целесообразно различать приморье как подзону поднятых четвертичных береговых линий и прибрежье как подзону распространения затопленных береговых линий.

Береговая зона объединяет все одновременные береговые элементы, каковыми обычно считаются берег, пляж и подводный береговой склон (Морская геоморфология, 1980). Если в береговой зоне хорошо обособляется вдольбереговой вал, то можно говорить о "пляже полного профиля" (рис. 1). Если в тыловой части пляжа обратного уклона нет, то пляж считается прислоненным к абразионному уступу (клифу), т. е. "пляжем неполного профиля". Обычно с уменьшением ширины пляжа уменьшается и его высота. По характеру литодинамики и перегибу в

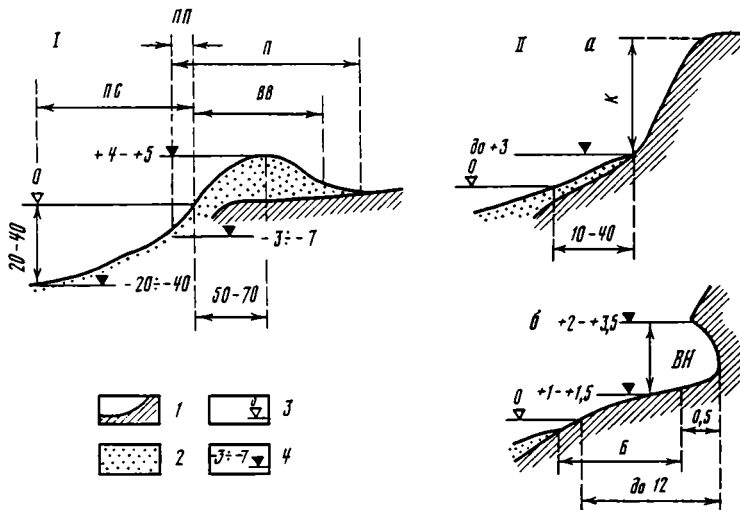


Рис. 1. Береговая зона и максимальные параметры ее элементов (м) для Черноморского побережья Кавказа

*I* — пляж полного профиля; *II* — пляж неполного профиля: *a* — с клифом (К), *б* — с волноприбойной нишей (ВН); П — пляж, ПС — подводный склон, ПП — подводная часть пляжа, ВВ — вдольбереговой вал, Б — бенч. 1 — коренные породы клифа и абразионной платформы, 2 — современные осадки береговой зоны, 3 — средний уровень моря, 4 — различные гипсометрические уровни, м

рельефе целесообразно выделять в верхах подводного склона подводную часть пляжа, которая в Черном море опускается до глубин 3—5, реже 7 м. Нижняя часть подводного склона, где также накапливаются осадки, связанные с волновой деятельностью (в основном пески и алевриты), ограничивается в Черном море глубинами 20—30, реже 40 м.

Активное формирование береговой зоны обусловлено волновой деятельностью. Достаточно определенно фиксируется только ее верхняя граница, совпадающая с линиями максимального заплеска (Зенкович, 1962; Лонгинов, 1973; Сафьянов, 1978; Бадюков, 1982), высота которого в Черном море не превышает 5 м. Нижняя граница данной зоны либо определяется как глубина, на которой начинает сказываться воздействие волновых движений на дно (Леонтьев и др., 1975), либо условно проводится по изобате, равной 1/3 длины наиболее крупных волн (Лонгинов, 1973).

Выделяются геологические, биологические и археологические признаки древних береговых линий. В нашем случае основной интерес представляет первая группа, включающая геоморфологические и литофациальные признаки, на основании которых чаще всего практически выделяются разные элементы абразионных и аккумулятивных морских террас (Попов, 1966; Каплин, 1973; и др.).

### АБРАЗИОННЫЕ ФОРМЫ

Абразионная терраса включает два крупнейших элемента (макроформы): клиф и абразионную платформу, которая тыловой частью (тыловым швом) примыкает к клифу. Д.Д. Бадюков (1982, с. 39) полагает, что "единственным приемлемым способом определения положения уреза в момент формирования абразионной террасы является определение гипсометрического положения тылового шва террасы". Это можно считать первым приближением, так как подошва клифа всегда располагается выше среднего уровня моря (Зенкович, 1962). Высота этой подошвы (т. е. тылового шва террасы) над уровнем моря будет зависеть от волновой экспозиции и прочности пород, слагающих клиф. Высота самого клифа в Черном море может достигать нескольких метров.

П.А. Каплин (1973) полагает, что наиболее точным индикатором уровня моря на абразионном побережье являются волноприбойные ниши, располагающиеся в основании клифа. Процесс формирования такой ниши считается начальной стадией формирования клифа. Для образования волноприбойных ниш благоприятны положение клифа на открытом побережье, достаточно большие уклоны абразионной платформы или аккумулятивного подводного склона (т. е. приглубость подводного склона), запасы галечного материала на этом склоне и у подножия клифа, волновая экспозиция и сила волнений, литология и трещиноватость, определяющие абразионную устойчивость скальных пород, в которых вырабатывается клиф. В зависимости от сочетания перечисленных факторов волноприбойная ниша и подошва клифа могут располагаться почти на уровне моря или на 1—3 м выше него. Их высота вообще, по-видимому, редко превышает 4 м (Цейнер, 1963, с. 334).

Абразионная платформа может использоваться для определения положения древнего уровня моря только при наличии признаков близости ее тылового шва (клифа). Такими признаками могут служить эрозионные котлы, ниши подтачивания и другие мелкие абразионные скульптурные формы рельефа, которые обычно образуются до глубин порядка 10—20 м (Зенкович, 1962; Каплин, Ионин, 1962, 1964; Зенкович и др., 1965; Каплин, 1973).

Поскольку в зоне заплеска и в межприливной зоне известняки подвергаются наиболее активному растворению, формы их прибрежного растворения также могут служить индикатором древнего уровня моря (Гильшер, 1959).

#### АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ И ФАЦИИ

Поверхность аккумулятивной террасы в момент своего образования обычно находится выше уровня моря, и ее высота зависит от гидродинамических условий, а также от мощности и гранулометрического состава наносов во вдольбереговом потоке. Рост аккумулятивной формы осуществляется за счет приращения вновь образующегося берегового вала к мористому склону более древнего (регрессивная серия осадков). В результате аккумулятивный чехол такой террасы представляет собой серию разновозрастных береговых валов, каждый из которых в момент своего формирования был пляжем. На его мористом склоне располагался урез воды (Зенкович, 1946, 1962). За высоту положения уровня моря относительно поверхности аккумулятивной террасы предлагается принимать среднюю высоту вала (или генерации разновозрастных валов), из которой должно быть вычтено превышение гребня вала над урезом воды. Для Черноморского побережья Кавказа эта величина в условиях современного гидродинамического режима не превышает 4—5 м. Кроме того, необходимо учитывать конфигурацию древней береговой линии, так как ее изменение приведет к изменению гидродинамических параметров.

При быстрой регрессии могут обнажиться осадки, формировавшиеся ниже уровня моря. В этом случае глубина моря (высота его среднего уровня) реконструируется по биогенным критериям — биоценозам морских организмов, наличием ходов сверлящих моллюсков и т. п. (Долотов, 1961; Каплин, 1973; и др.).

Пляжевые осадки, формируясь в зоне прибоя, образуют надводную часть аккумулятивной террасы. Их характерными чертами являются в грубых наносах хорошая окатанность и меньшая сортированность по сравнению с отложениями подводного склона, а также четко выраженная косая слоистость. Для зоны подводных валов обычно сочетание ритмической и косослоистой текстур. В зависимости от палеодинамических условий отложения пляжа и верхней части подводного склона Черноморского побережья в настоящее время формируются в пределах от 4 м выше формировавшегося их уровня моря и до 5—7 м ниже этого уровня.

Нижняя часть поверхности приливно-отливных равнин, на которых отлагаются

тонкозернистые осадки, находится, как правило, между наименьшим уровнем малой воды и средним уровнем полной воды. Здесь располагается илистая, лишенная растительности осушка, затапливаемая во время приливов (Зенкович, 1962). В лагунах и лиманах осадконакопление (в основном тонкослоистые илы) происходит преимущественно на глубинах 1—3 м, реже более.

Прибрежные болота низинного типа, режим которых тесно связан с морем, имеют уровень на 1—1,5 м выше среднего уровня моря. Так, кровля неосушенных торфяников на Пицунде располагалась на 1,2 м выше среднего уровня моря. После осушения болот она оказалась на высотах от +0,2 до -0,5 м. Однако на отдельных участках торф формируется на высотах до 5—6 м (Имкатское болото в Колхиде).

### УКЛОНЫ ТЕРРАС

Для анализа деформаций террас важны наблюдения за изменением их уклонов от клифа в сторону моря. Для современного северо-восточного побережья Черного моря обычно принимаются следующие эмпирические и расчетные характеристики абразионных берегов: 1) уклон бенча вблизи уреза 0,15; 2) средняя скорость отступления клифа или скорость углубления бенча 5 мм/год (Есин, 1979, 1982; Есин и др., 1980). На основании этих исходных данных предлагается теоретическая схема соотношения террас данного района. В зависимости от ширины дочаудинского шельфа и вариации некоторых других параметров с помощью данной схемы объясняется локальная сохранность или отсутствие различных плейстоценовых террас (Есин, 1979, 1982; Есин и др., 1980, 1982). На основании данных реконструкций делается вывод о том, что в плейстоцене уклоны бенча в рассматриваемом районе сохраняли свои значения в пределах 0,1—0,3, а скорость отступления клифа — 5—10 мм/год (Есин, 1982).

Приведенные построения могут быть проверены на нескольких хорошо обнаженных фрагментах древних террас. Достаточно привести два примера, относящиеся к древнеэвксинской террасе междуречья Вуланы и Пшады.

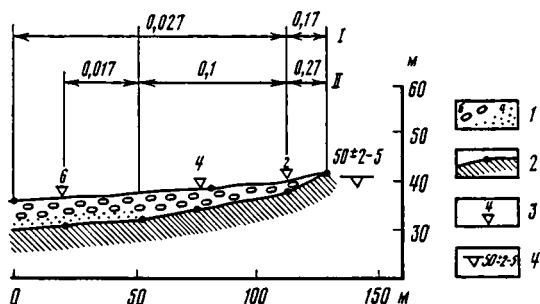


Рис. 2. Строение тыловой части древнеэвксинской террасы в 1,2 км западнее устья р. Вулан

I — морские отложения: а — галечники, б — пески и песчаники с включениями гальки и валунов; 2 — цоколь морской террасы с точками измерений его высоты; 3 — расчетные мощности морских отложений, м; 4 — высота древней береговой линии, м. Уклоны: I — кровли морских отложений, II — цоколя террасы

Первое обнажение расположено в 1,2 км западнее<sup>1</sup> устья р. Вулан (рис. 2). Здесь средний уклон абразионной платформы (цоколя террасы), составляющий 0,017, уже на расстоянии 80 м от тылового шва возрастает до 0,1, а в пределах 10—15 м от него, т. е. в приклифовой зоне, достигает 0,2—0,3 (в среднем 0,27). Уклон поверхности аккумулятивного чехла морских отложений меняется от 0,027 на основной части террасы до 0,17 в ее приклифовой зоне. Не исключено, однако, что последняя циф-

<sup>1</sup> Теодолитные измерения производил В.В. Богачев.

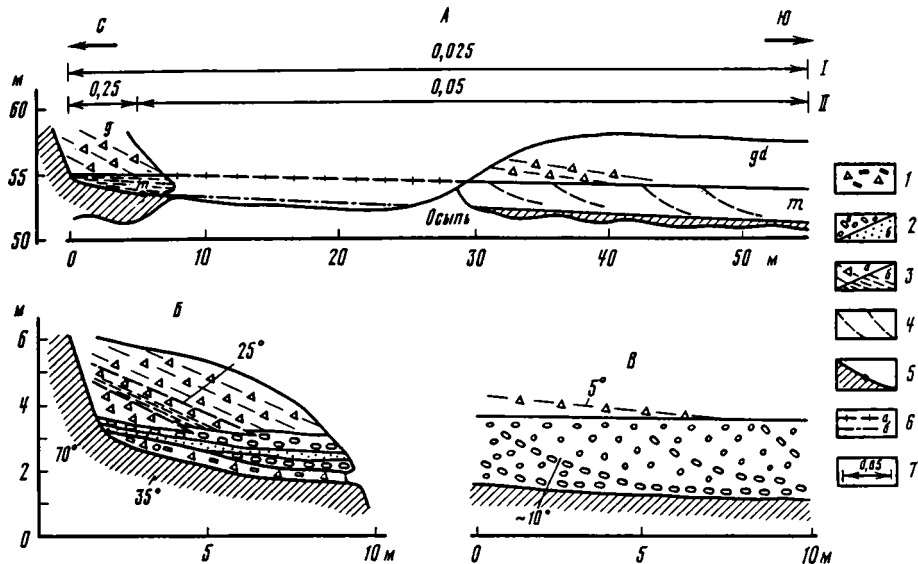


Рис. 3. Строение тыловой части древнезвксинской террасы у северо-западной окраины с. Криница

А — общая схема строения разреза аккумулятивного чехла террасы; отложения: *m* — морские, *g* — гравитационные, *gd* — гравитационно-делювиальные; Б — фрагмент северной части обнажения; В — фрагмент южной части обнажения. 1 — грубые гравитационные и морские отложения; 2 — морские отложения; 3 — средние и мелкогалечные; 4 — валунно-галечные; 5 — делювиальные и гравитационные отложения; а — щебнисто-суглинистые, б — преимущественно суглинистые; 4 — слонстость; 5 — цоколь террасы с точками измерений его высоты; б — корреляционные линии: а — кровли морских отложений, б — цоколя террасы; 7 — уклоны: 1 — кровли морских отложений, II — цоколя террасы

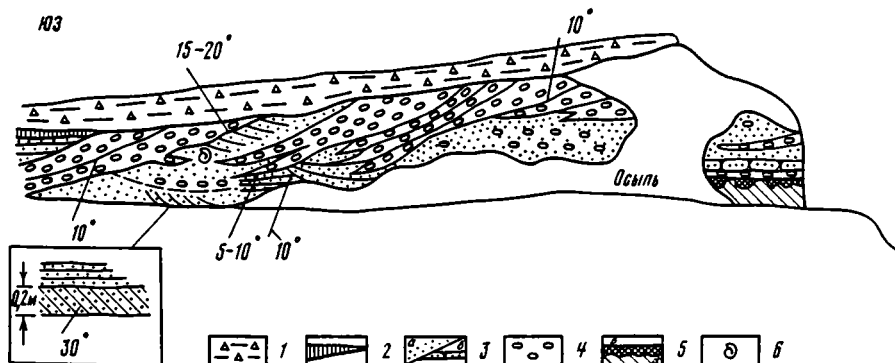


Рис. 4. Обнажение древнезвксинской террасы в карьере на правом берегу приустьевой части щели Мокрида

1 — покровные делювиальные с карбонатными журавчиками и выветрелыми обломками карбонатных пород и техногенные отложения; 2 — карбонатная порода в основании покровных отложений; 3, 4 — морские отложения; 3 — пески (а) и песчаники (б); 4 — галечники береговых валов; 5 — дислоцированные породы цоколя морской террасы (а), верхняя часть которых затронута выветриванием (б); б — места скопления раковин моллюсков

ра относится к сохранившейся здесь надводной части пляжа, высота которой могла достигать нескольких метров (до 2—5 м).

Во втором обнажении, расположенном на левобережье р. Пшады у северо-западной окраины с.Криница (рис. 3), средний угол абразионной платформы составляет 0,05, а в 5-метровой приклифовой зоне — 0,25. Уклон аккумулятивной поверхности морской террасы до самого клифа сохраняется здесь на уровне 0,025.

В обоих случаях прибрежные 100 м террасовых отложений представлены галечниками. Но в обнажении на правом берегу р. Вулан в 80 м от клифа галечники

подстилаются песчаником с включениями гальки и валунов. Фациальное замещение галечников песками снизу вверх по разрезу хорошо обнажено в карьере на правом берегу щели Мокрида (рис. 4). Подобные соотношения фациально замещающихся косых серий могут быть приняты в локальных обнажениях за несогласные взаимоотношения разновозрастных морских трансгрессий. Именно такой вариант ложного несогласия послужил А.Б. Островскому основанием для выделения в этом районе так называемой шапсугской террасы (Островский, Шелинский, 1969).

Для куяльницкой террасы к югу от Анапы, по материалам А.Б. Островского (1966), средние уклоны цоколя морской террасы, перекрытого галечником, составляют на расстоянии 150 м от клифа 0,1, далее до 400 м в сторону моря — около 0,05, а еще дальше до 1,5 км от клифа, уклон уменьшается примерно до 0,005. Именно на последнем интервале в основании галечников появляются пески с прослоями глин и ракушняков.

Во всех этих примерах мы, по-видимому, имеем дело с тектонически не деформированными террасами, так как наблюдается определенное сходство их уклонов, строения разрезов и мощностей (до 5 м) морских отложений.

### НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕКОМЕНДАЦИИ

Как было показано выше, присутствие различных абразионных и аккумулятивных форм рельефа, литологических типов и слоистости отложений позволяет с неодинаковой точностью оценивать высоту древних береговых линий (табл. 1). Однако погрешность оценок почти никогда не становится меньше  $\pm 2$ —5 м. Следовательно, традиционные оценки  $\pm 1$ —2 м (Федоров, 1969) явно некорректны. При этом нужно иметь в виду, что отчетливо выраженные береговые формы рельефа и разрезы, вскрывающие клиф и приклифовые отложения, встречаются крайне редко. В большинстве случаев они либо уничтожены последующей эрозией, либо скрыты под чехлом покровных образований и необходимы специальные геометрические построения для определения местоположения тылового шва морской террасы. Естественно, что подобные построения не отличаются точностью. Соответственно, должны быть поставлены под сомнение некоторые тектонические деформации, выделявшиеся ранее. Вряд ли, в частности, можно действительно зафиксировать Вуланскую структуру (поперечную флексурную или разрывную зону), для которой указывается смещение чаудинской террасы на 5 м, а древнеэввисинской — на 3 м, или Пшадскую зону, для которой соответствующие смещения оцениваются примерно в 7 и 4 м (Островский, 1968).

Если верно принято выше допущение о недеформированности древнеэввисинских террас у с. Криницы и на правом берегу р. Вулан и куяльницкой террасы у Анапы, то можно существенно уточнить приведенные выше расчетные величины естественных уклонов морских террас, несущих маломощный (1—5 м) чехол морских отложений (табл. 2).

Следовательно, цифры средних уклонов (0,2—0,3), указанные Н.В. Есиным (1982), относятся только к узкой (10—100 м) приклифовой полосе морского дна, а дальше сокращаются на 1—2 порядка. Важно также принимать во внимание и фациальный состав морских отложений, так как пески отлагались, вероятно, при уклонах менее 0,1, а чаще при уклонах менее 0,01. Это позволяет использовать анализ уклонов древних террас в качестве дополнительного критерия при выявлении тектонических деформаций.

Фрагментарность хороших обнажений и малая точность многих критериев делают необходимым комплексный анализ всех упоминавшихся выше материалов для достоверных палеотектонических реконструкций. Последние должны сопровождаться некоторыми палеогеографическими реконструкциями, позволяющими оценить характер побережья (извилистость, расположение изучаемого обнажения в

Таблица 1

Высота древней береговой линии (палеоуровня моря) по абразионным и аккумулятивным образованиям морских террас

Типы террас	Формы рельефа и типы осадков		Поправка для разных типов морей, м	
			неприливные внутренние	приливные <sup>1</sup>
Абразионные	Клиф	Формы растворения известняков	до -1, -2	до десятков
		Основание волноприливной ниши	0÷-1,5	
		Подощва клифа, или тыловой шов платформы	0÷-3	-4
	Платформа	Абразионные котлы, ниши подтачивания и другие скульптурные формы	+10	+20
		Поверхность любых прибрежных морских отложений	-2÷-5	
	Осадки пляжа и верхней части подводного склона	от -7 до +5		
Аккумулятивные	Бич-рок (сцементированные карбонатным материалом пляжевые осадки тропической и субтропической зон), формирующийся в приливной зоне		до -2	±10?
		Осадки приливо-отливных равнин (мелкие пески, алевриты, глины), отлагавшиеся между низшим уровнем малой воды и средним уровнем полной воды	±1?	±5?
	Лагунные и лиманные осадки — тонкослоистые и мелкокослоистые илы, карбонаты, соль и т. п.	+1÷+3, иногда до +10	+2÷+5?	
	Торф, накапливающийся выше среднего уровня малой воды	0÷-1 м	—	
	Ооляты тропических и субтропических мелководий	—	+10÷+15	

<sup>1</sup> Для сравнения приведены некоторые имеющиеся в литературе (Бадюков, 1982; и др.) оценки высоты береговых линий для приливных морей.

Таблица 2

Уклоны недеформированных морских террас

Элемент террасы	Расстояние от клифа, м	Отложения	Средний уклон
Поверхность цоколя (абразионная платформа)	Более 500	Пески и галечники	0,005
	100—500, иногда до 10	Галечники	0,05
	От 100—200 до 5—15	"	0,1
	5—15	Галечники с валунами	0,2—0,3
Поверхность морских отложений	Более 15	Галечники и пески	0,02—0,03
	До 5—15	Галечники с валунами	0,15—0,3

бухте или на мысу, высоту и крутизну надводного склона и т. п.). Это может существенно уточнить фациальные интерпретации разрезов, а соответственно и используемые оценки. В некоторых случаях появляется возможность установить высоту древней береговой линии по нескольким параметрам. Тогда при равной их достоверности она характеризуется по критерию, имеющему наибольшую точность. Например, для случая, изображенного на рис. 3, высота береговой линии от поверхности грубых морских пляжевых отложений в приклифовой зоне требует

поправки  $-2 \div -6$  м, а по подошве клифа —  $\pm 2$  м. Последняя цифра, как более точная, и учитывается, т. е. высота древней береговой линии оценивается в  $55 \pm 2$  м.

При определении высоты древних береговых линий целесообразно построение поперечных к побережью геолого-геоморфологических профилей, опирающихся на теодолитные измерения или на топооснову, детальность которой соизмерима с точностью используемых оценок. Такие профили следует проводить по водоразделам, где наилучшим образом сохраняются перегибы, отвечающие абразионным и эрозионным врезам (Костенко, 1972; Несмеянов, 1971). На профиль наносятся все материалы, позволяющие зафиксировать положение древней береговой линии или оценить ее вероятное местонахождение с помощью геометрических построений (например, по пересечению продолжения линии цоколя террасы, проведенной с учетом соответствующих средних уклонов, с линией склона более высокой террасы под поверхностью более молодых склоновых накоплений).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А., Балабанов И.П. и др. Методы и результаты картирования и геохронологической привязки древних береговых линий на суше и шельфе Черноморского побережья Кавказа и Керчинско-Таманского района // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 144—150.
- Бадюков Д.Д. Древние береговые линии как индикаторы уровня моря // Изменение уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 35—59.
- Гильшер А. Опыт характеристики распределения прибрежных форм растворения известняка // Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М.: Иностран. лит., 1959. С. 192—221.
- Долотов Ю.С. Формирование и классификация морских аккумулятивных террас на поднимающихся побережьях // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 48. С. 172—192.
- Есин Н.В. О возрасте шельфа северо-восточной части Черного моря // Докл. АН СССР. 1979. Т. 243, N 2. С. 453—454.
- Есин Н.В. О роли обломочного материала в абразионном процессе // Океанология. 1980. Т. 20, вып. 1. С. 111—115.
- Есин Н.В. Некоторые вопросы реконструкции развития побережья и шельфа по ходу уровня моря // Изменение уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 76—85.
- Есин Н.В., Евсюков Ю.Д., Савин М.Т., Дмитриев В.А. Некоторые черты геоморфологии и эволюции шельфа северо-восточной части Черного моря // Геоморфология. 1980. N 3. С. 71—76.
- Есин Н.В., Савин М.Т., Жилев А.П. Абразионный процесс на морском берегу. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 200 с.
- Есин Н.В., Шуйский Ю.Д., Попов Б.А. Особенности развития морского побережья и шельфа в плейстоцене // Изменение уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 195—204.
- Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов. Ч. 1. Волновые процессы. М.; Л.: Морской транспорт, 1946. 496 с.
- Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 711 с.
- Зенкович В.П., Ионин А.С., Каплин П.А. Абразия как источник обломочного материала, поступающего в береговую зону // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1965. Т. 76. С. 103—125.
- Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 1973. 266 с.
- Каплин П.А., Ионин А.С. Результаты непосредственного изучения рельефа дна прибрежной зоны моря и некоторые задачи подводных геоморфологических исследований // Тр. Океаногр. комиссии. 1962. Т. 14. С. 45—62.
- Каплин П.А., Ионин А.С. Формы мезорельефа подводного берегового склона по данным водолазных наблюдений // Теоретические вопросы динамики морских берегов. М.: Наука, 1964. С. 80—91.
- Костенко Н.П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
- Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1961. 418 с.
- Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975. 336 с.
- Лонзинов В.В. Очерки литодинамики океана. М.: Наука, 1973. 244 с. Морская геоморфология: Терминолог. справ. Береговая зона: процессы, понятия, определения. М.: Мысль, 1980. 280 с.
- Несмеянов С.А. Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М.: Недра, 1971. 142 с.
- Островский А.Б. О находке куяльницкой морской террасы и верхнеплиоценовых красно-бурых глин на Черноморском побережье Кавказа южнее г. Анапы // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171, N 5. С. 1160—1163.
- Островский А.Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между г. Анапой и устьем р. Шахе // Докл. АН СССР. 1968. Т. 181, N 4. С. 950—952.



- Островский А.Б., Щелинский В.Е.* Новые данные об "узунларских" слоях Черноморского побережья Кавказа // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44, вып. 2. С. 93—100.
- Попов Б.А.* Имитация процесса формирования морских абразионных террас // Исследование гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М.: Наука, 1966. С. 137—169.
- Сафьянов Г.А.* Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978. 236 с.
- Федоров П.В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 160 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 88).
- Федоров П.В.* Морские террасы Черноморского побережья Кавказа и проблема новейших вертикальных движений // Докл. АН СССР. 1969. Т. 185, N 3. С. 661—663.
- Цейнер Ф.Е.* Плейстоцен. М.: Иностран. лит., 1963. 502 с.
- Шепард Ф.* Земля под морем. М.: Мир, 1964. 252 с.