

- Левина Е. Б., Слюсарев А. Н., Хондкариан С. О., Чельцов Ю. Г. О верхнеплиоценовых отложениях северных берегов Аральского моря. «Докл. АН СССР», т. 186, № 4—6, 1969.
- Лымарев В. И. Берега Аральского моря — внутреннего водоема аридной зоны. Л., «Наука», 1967.
- Луппов Н. П., Эберзин А. Г. О присутствии апшеронских отложений в Сарыкамышской и Аральской впадинах. «Докл. АН СССР», т. 50, 1945.
- Милановский Е. Е. К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балаханский и акчагыльский века). «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. 38, вып. 3, 1963.
- Рубанов И. В. Геологические и исторические свидетели колебаний уровня Арала. В сб. «Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене». М., 1977.
- Сигов А. П. Третичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности и юга Западной Сибири. «Бюлл. МОИП», т. XXIX, вып. 3, 1954.
- Федоров П. В. О некоторых вопросах голоценовой истории Каспия и Арала. В сб. «Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене». М., 1977.
- Хрусталева Ю. П., Резников С. А. История развития Аральского моря в голоцене. «Докл. АН СССР», т. 231, № 4, 1976.
- Шарапов А. И. Нижнеапшеронские отложения Сарыкамышской котловины и Ассак-Ауданской впадины. «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 39(6), 1964.
- Эберзин А. Г. О плиоценовых отложениях Туркменской ССР. «Тр. Ин-та геологии АН Туркм. ССР», т. 1. Ашхабад, 1956.
- Янишин А. Л. Геология Северного Приаралья. М., «Недра», 1953.

Институт географии АН СССР

Поступила в редакцию
7.VIII.1975

ON THE ARAL SEA TERRACES

GORODETSKAYA M. E.

Summary

The paper deals with terraces at the Aral Sea coast, number, height and age being discussed of the proper Aral Sea terraces as well as terrace levels out of the limits of the Aral basin. Geomorphology and geology of low and high Aralian terraces (of the Small Sea) are described and compared with similar levels observed at other parts of the coast by number of geologists. The author came to the conclusion about recent transgression of the Aral Sea (up to 60 meters a. s. l.).

Geomorphological and geological evidences are given about the existence of individual Aral-Sarykamysh terrace (68—72 meters high), its surface being traced through Aral, Sarykamysh and Assake-Audan depressions. Uncertainty of its age is stressed and some considerations of its relative youthfulness are given.

УДК 551.435.3(479.224)

ЗЕНКОВИЧ В. П., ПЕШКОВ В. М.

ПОПЕРЕЧНАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ПОТОКА НАНОСОВ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ЗАПАДНОЙ АБХАЗИИ

Условным началом описываемого потока наносов примем устье р. Псоу, хотя к этому участку поступает значительное количество материала с северо-запада от устья р. Мзымты (Зенкович, 1956; Кикнадзе, 1971). Поток следует на юго-восток и оканчивается в вершине Пицундского залива (Белова и др., 1976; Кикнадзе, Зенкович, 1976). В пределах Абхазии, на протяжении потока общей длиной около 50 км,

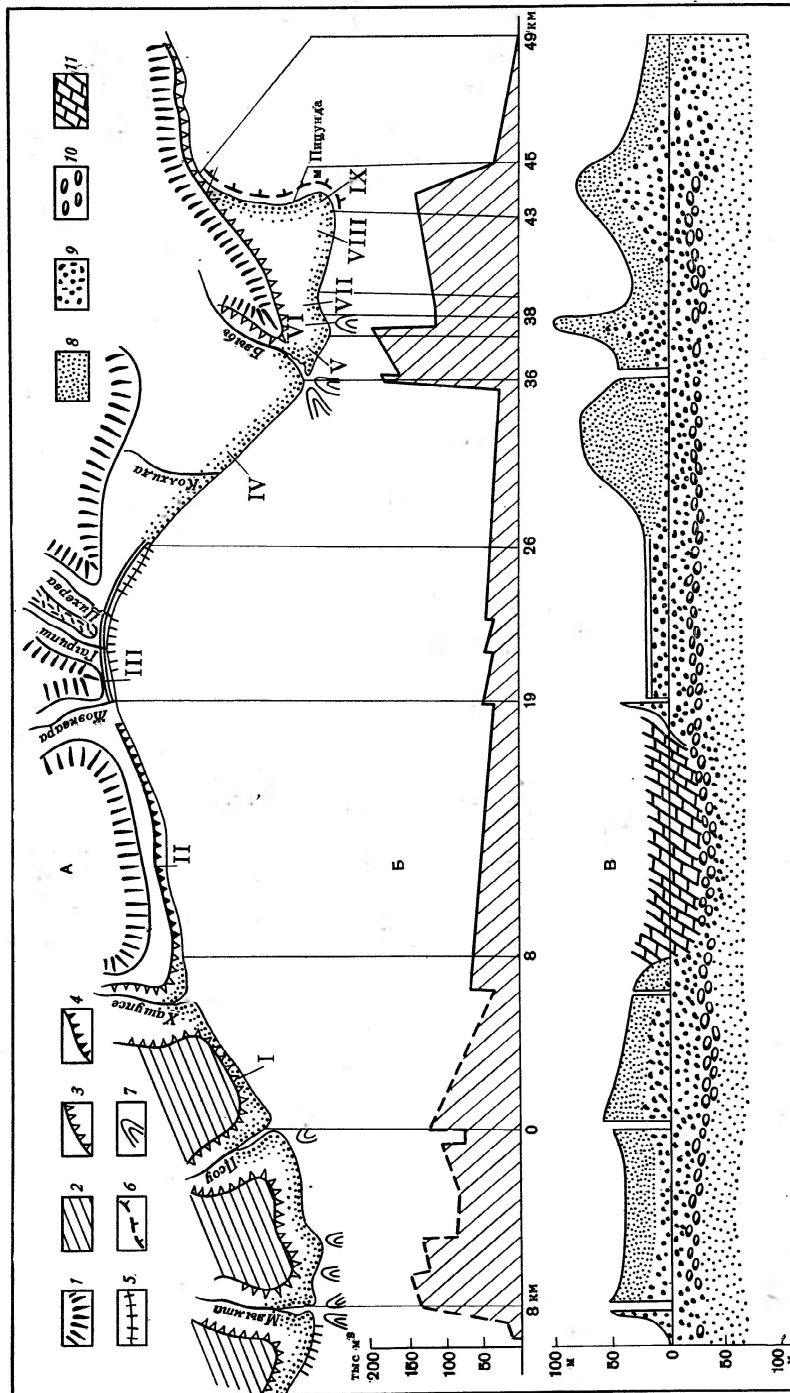


Рис. 1. А — картосхема береговой зоны Западной Абхазии (римскими цифрами показано расположение профилей, см. рис. 2). В — мощность потока наносов (пунктиром даны приблизительные значения). В — состав надводного (вверху) и подводного (внизу) пляжа.

1 — горы; 2 — расчлененные древнечетвертичные террасы; 3 — отмерший клиф; 4 — активный клиф; 5 — бунь; 6 — линия свала глубин; 7 — вершины подводных каньонов; 8 — песок и гравий; 9 — валуны; 10 — галька; 11 — выходы коренных пород

выделяется 10 участков различного строения (рис. 1). Признаком единства потока является встречаемость гальки и минералов аллювия р. Мзымты вплоть до его окончания. Однако, начиная от устья р. Бзыби, материал северо-западного потока подавляется аллювием этой реки (Зенкович, Кашин, 1949; Гамаженко, 1962).

Особенностью строения береговой зоны на указанном протяжении является ее общая приглубость ($i_s = 0,10—0,20$)¹ и значительные изменения ориентировки береговой линии (азимут от 10° до 175°).

От устья р. Псоу до внедрения в береговую зону коренных пород Гагринского хребта (на протяжении около 8 км) надводный пляж шириной до 50—60 м состоит из наносов различного спектра крупности, от мелких валунов до среднезернистого песка. В надводной части пляжа верхнюю зону занимают песок и гравий (рис. 2). Вблизи его верхней границы набросаны плоские дисковидные гальки и валуны диаметром до 12—15 см. Ближе к урезу песчано-гравийные наносы сменяются галькой. Под водой узкая полоса гальки переходит в достаточно крутой (0,12—0,20) откос из валунов, крупность которых увеличивается книзу и достигает 20—30 см в диаметре. На глубинах 3—5 м валунный материал резко граничит с песками. Крупность последних плавно уменьшается с глубиной до тонкого илистого материала. Внешним пределом пляжа можно считать подошву валунного уступа, так как во время сильных штормов на указанных глубинах происходит разрушение волн и возникновение прибойного потока.

По имеющимся данным (состав наносов, наблюдения за течениями, эксперименты и расчеты), достаточно интенсивное перемещение среднего и крупного песка возможно здесь до глубин 20—25 м (Волков, Иопин, 1962). Эта глубина и может считаться нижней границей подводного берегового склона там, где в нее не вторгаются вершины подводных каньонов или не приближены крутые подводные откосы.

В сильные штормы вся галька с надводного пляжа оттягивается на дно, и на видимой полосе заплеска (до глубины около 2 м в спокойную погоду) пляж становится чисто песчаным. По мере утихания шторма происходит выброс гальки обратно на пляж в несколько этапов. Каждый из них отмечается формированием берегового вала или узкой зоны, в которой материал пляжа хорошо отсортирован по крупности. Указанная особенность свойственна также гагринскому и пицундским пляжам (см. ниже). Имеющийся ограниченный материал бурения показывает, что толщина галечного плаща на таких пляжах в спокойную погоду обычно не превышает 1—2 м.

Мощность потока наносов на описанном отрезке берега не определялась. Средний азимут его равен 100°, что обеспечивает значительную косину подхода преобладающих волн западных румбов. По аналогии с участком близ устья р. Мзымты (Жданов, 1951) галечно-гравийная часть потока может составлять здесь около 70 тыс. м³/год. Учитывая экспозицию берега и степень его приглубости, общую мощность потока можно оценить здесь в 140—150 тыс. м³/год.

Следующий отрезок берега вытянут вдоль подножия Гагринского хребта до устья р. Жоэква (11 км). Весь пляжевый материал переходит здесь в подводное положение и структура потока наносов резко меняется. Надводные галечные пляжи были развиты на данном участке до 40-х годов лишь в некоторых вогнутостях берега и их ширина не превышала 10 м. Они имели временный характер и после сильных штормов исчезали на длительный срок вообще.

С высоких обрывов во многих местах в тихую погоду видно, что прибрежная зона дна шириной до 30—40 м практически лишена наносов

¹ Уклон в тангенсах до глубины 5 м.

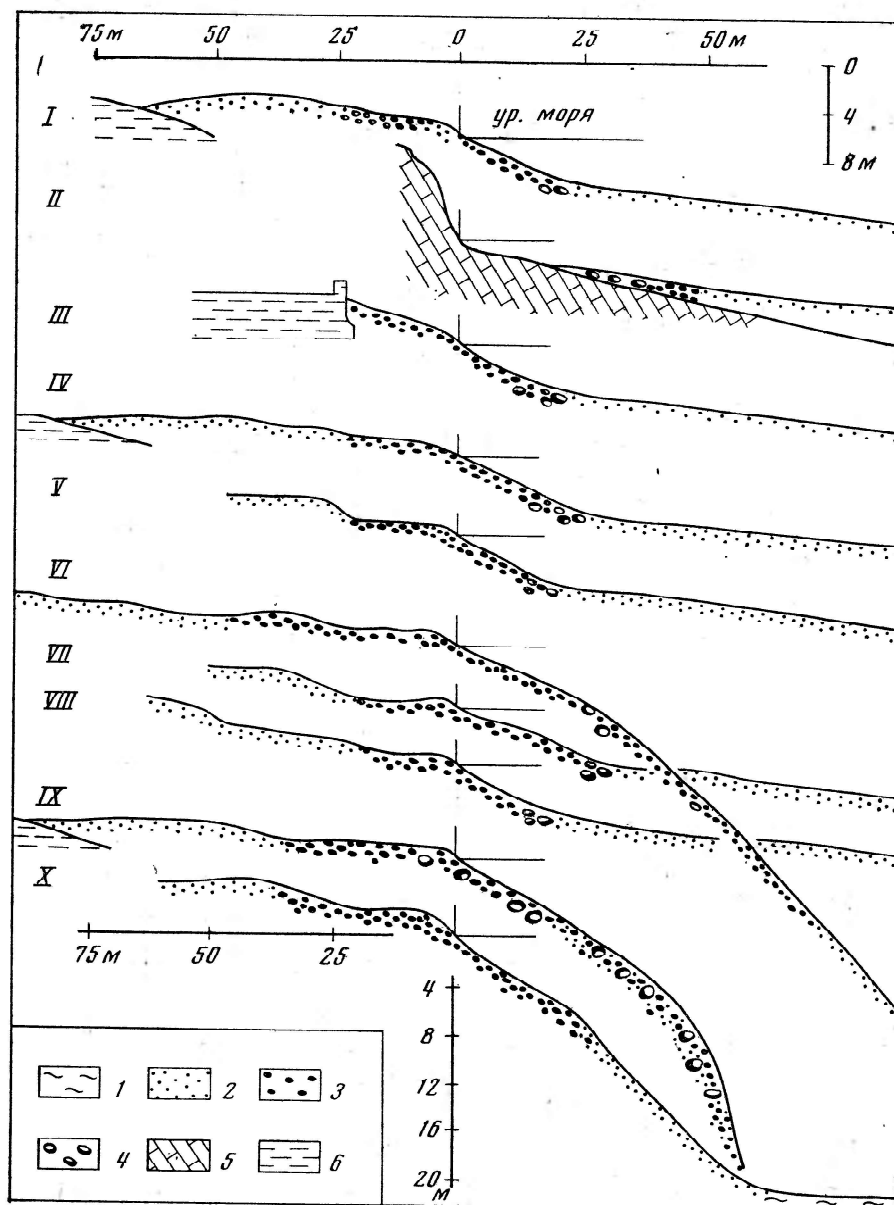


Рис. 2. Типичные профили пляжа и подводного склона (расположение профилей см. рис. 1)

1 — илы; 2 — песок или гравий; 3 — галька; 4 — валуны; 5 — выходы коренных пород Гагринского хребта; 6 — рыхлые отложения прибрежных низменностей

и представляет собой сточенные морем выходы коренных пород (бенч). Ниже тянется широкая полоса средних и крупных валунов. По результатам отбора проб и водолажным обследованиям установлено, что в нижней зоне залегания валунов в виде примеси появляется галька, а еще ниже (с глубин 4—5 м) лежит галечно-песчаный материал. Чистый песок начинается на глубинах более 6 м, примерно в 70—80 м от уреза.

Описанное строение дна позволяет предполагать, что на участке Гагниади — Гагра поток наносов имеет дискретный характер. Это значит, что лишь во время сильных западных штормов массы наносов объемом во многие тысячи кубометров могут проходить с большой скоро-

стью вдоль протяженных отрезков берега, а в периоды слабых или умеренных волнений как бы консервируются на дне. Наблюдения показывают также, что галька и, очевидно, наносы другого состава проходят с разной скоростью вдоль берега, однако на юго-востоке участка их количество заметно уменьшается по сравнению с поступающим к его западному концу. По заполнению вогнутости, примыкающей к Гагринскому молу, П. К. Божич (1927) определил мощность галечной части потока в 20 тыс. $m^3/год$. За последние годы (1969—1971 гг.) на двух участках берега (Холодная речка, Тхеми) были сооружены бунны. Их заполнение естественным галечником произошло, по данным Черноморского отделения ЦНИИС (Ромашин, Шульгин, 1972), в объеме около 35 тыс. $m^3/год$, что намного превышает объем первоначальной искусственной отсыпки. Сколько же в этом направлении проходит песка — пока не известно.

Гагринский пляж от устья р. Жоквары до санатория «Энергетик» (около 7 км) по своему строению был близок к «гантиадскому» (рис. 2), однако за последние десятилетия он претерпел резкие изменения в связи со строительством волноотбойных стен и бун. История размыва и реконструкции этого пляжа описаны В. С. Гамаженко (1962). Вкратце она сводится к следующему. После строительства в 1914—1915 гг. вблизи р. Жоквары мола длиной около 150 м поток наносов временно оказался прерванным. В результате этого пляж и берег южнее мола (приморский парк) подверглись размыву, для борьбы с которым были впервые на Черном море применены ряжевые бунны с засыпкой из каменных глыб (Божич, 1927, 1938). После заполнения входящего угла между молом и береговой линией наносы стали обходить мол и поступать на гагринский пляж. В эти же годы р. Жоквара прорвала новое русло восточнее мола, что также способствовало восстановлению берега.

В 1944 г. по р. Жокваре прошел катастрофический сель, выбросивший в море несколько десятков тысяч m^3 каменного материала. Это накопление постепенно рассредотачивалось вдоль берега (1944—1949 гг.). Затем в связи с интенсивным курортным строительством и работами по берегоукреплению вдоль пляжа начали возводить стены вертикального профиля. Длина последних в настоящее время составляет около 7 км.

Вследствие отражения прибойной волны ширина пляжа сократилась до 12—15 м и с его надводной части исчез песок. Во время сильных штормов (1955, 1964, 1968 гг. и др.) стена, а также несколько зданий были разрушены ударами волн, а надводный пляж местами полностью смыт. К 1972 г. южная часть пляжа была частично восстановлена с помощью серии бун и подводных волноломов. Кроме того, производились искусственные подсыпки щебня в количестве около 200 тыс. m^3 .

При всех описанных изменениях сохранялась подводная зона пляжа, т. е. крутой откос из валунов и крупной гальки, граничащих с полем песка. Примечательно, что здесь, так же как и в ряде других мест, отдельные гальки встречаются в пределах зоны залегания песка до глубины 15—20 м.

От вершины Гагринского залива береговая линия плавно поворачивает на юг (азимут 175°), и надводный пляж становится преимущественно песчаным. Вначале вдоль берега тянется полоса невысокой древней дюны с уступом размыва, но примерно через 1 км поверхность аллювиальной равнины понижается и на ее отложения надвинута тыльная часть широкого пляжа. Вблизи уреза всегда встречаются отдельные гальки, а во время периодов длительных слабых волнений море набрасывает маломощную полоску гальки до 5 м шириной.

Наиболее сложен вопрос о существовании потока наносов юго-восточного направления на отрезке от санатория «Энергетик» до устья

р. Бзыби (около 10 км). В. С. Гамаженко (1962, 1972) считает, что наносы перемещаются от устья р. Бзыби на север. Это предположение основано на сложных перерасчетах равнодействующей волнового режима, полученных по данным Пицундской и Гагринской ГМС. По мнению этого автора, два встречных потока должны сходиться в середине вогнутости Гагринской бухты. Возможность такого явления отвергалась В. П. Зепковичем (1963). Важно отметить, что галька и характерные минералы, свойственные аллювию р. Бзыби, действительно встречаются на гагринских пляжах (Кикнадзе, 1971; Хачапуридзе, 1972). Однако это можно объяснить тем, что низменность к северу от устья р. Бзыби сложена ее аллювием и материалом, поступившим с северо-западным потоком наносов. Поэтому при размыве берега бзыбские наносы естественно попадают на пляж. Кроме того, часть бзыбского материала может транспортироваться на север вследствие диффузии наносов вдоль пляжа.

В настоящее время установлено, что к санаторию «Энергетик» ежегодно транспортируется береговым потоком с северо-запада около 40 тыс. м³ наносов. Некоторые исследователи (В. С. Гамаженко, В. В. Ромашин, Я. С. Шульгин) считают, что они оттягиваются отсюда на дно сильными придонными течениями типа «разрывных». Однако наши водолазные обследования в 1976 г. показывают ошибочность такой точки зрения. На дне не встречено никаких локальных накоплений пляжевой гальки. Она образует повсеместно обычный для данного района ровный крутой склон до глубин 5 м ($i_b = 0,12—0,15$) (рис. 2). Ниже расположен хорошо выраженный перегиб дна на контакте с песками. Общее строение подводного берегового склона этого участка было охарактеризовано также А. С. Иониным и Ф. А. Щербаковым (1961) по данным вибробурения. Надводный пляж на данном участке весьма широк (до 80—100 м) и имеет характер «свободного», по терминологии В. В. Лонгинова (1963), т. е. наносы в тыльной части налегают на отложения заболоченной низменности.

На основании приведенного материала становится очевидным, что описываемый поток не прерывается восточнее г. Гагра, а продолжает идти в сторону устья р. Бзыби. При этом галька и валуны перемещаются почти полностью в подводном положении, а песок — по надводному пляжу.

Поскольку частота штормов и их направление изменяются по циклам длительностью в несколько лет, то В. В. Ромашин и Я. С. Шульгин в настоящее время уже не отрицают временного (в годы господства западного и запад-северо-западного волнений) существования потока наносов от г. Гагра к устью р. Бзыби. Однако эти исследователи стоят на прежней точке зрения В. С. Гамаженко, согласно которой итоговый перенос материала за длительное время происходит здесь с юга на север.

К юго-востоку от устья р. Бзыби линия берега меняет экспозицию (азимут около 141°), и пляж отсюда вплоть до Инкитского выступа повторяет основные черты «гантиадского». Напомним, что последний характеризуется в надводной части обычным распределением наносов по крупности: верхняя зона сложена песком с плоскими дисковидными гальками на поверхности; ниже галька и гравий образуют несколько береговых валов. Под водой четко выражен крутой откос из крупной гальки и валунов, которые на глубинах 3—5 м резко граничат с песчаным полем.

Сравнение разновременных топографических планов, а также материалов аэрофотосъемок после 1951 г. свидетельствует о том, что данный участок испытывает в последние годы сильный размыв, и линия берега отступает со средней скоростью 1—2 м/год. Можно предполагать, что общее сокращение пляжа вызвано здесь уменьшением твердого

стока р. Бзыби, связанным с колебаниями климата и выборкой аллювия в низовьях реки (Хмаладзе, 1975).

Мощность потока наносов к юго-востоку от устья р. Бзыби была определена в 1973 г. несколькими методами одновременно и составила 180—220 тыс. $m^3/год$, по многолетним данным около 180 тыс. $m^3/год$ (Белова и др., 1976; Кикнадзе, Зенкович, 1976). Столь высокая для смешанных галечно-песчаных пляжей мощность потока может быть объяснена лишь приглубостью взморья, при которой волны подходят к береговой черте, израсходовав не более 10% своей энергии. Далее на пути потока против Инкитского выступа происходит значительная (до 80 тыс. $m^3/год$) потеря наносов, которые уходят в подводный каньон «Акула» (Пешков, 1973, 1975, 1976а; Зенкович, Илларионов, 1973; Кикнадзе, Зенкович, 1976). Данные детальных промеров и подводных наблюдений за маркерными вежами подтверждают уход пляжевых наносов в этот каньон (Меншиков и др., 1976) и сильную эрозию дна (Зенкович и др., 1974). Однако этот процесс имеет, видимо, пульсирующий характер и временами затихает.

На участке, примыкающем к вершине каньона «Акула», длиной около 400 м пляж имеет ширину 100—120 м, а его внешняя галечная часть до 50—60 м. Подводный свал в каньон «Акула» в разные периоды отстоит от уреза на 30—50 м и собственно на нем оканчивается галечно-валунная призма. Зато в пределах Инкитской бухты пляж становится преимущественно песчаным с узкой галечной каймой вдоль уреза. Он сохранял свой характер в течение длительного времени, так как к его тыльной части примыкает мощное эоловое накопление песка. Однако под водой и здесь протягивается в прежнем виде галечно-валунная призма, граничащая на глубинах 3—4 м с почти плоским песчаным дном (уклоны до глубин 15—20 м составляют 0,02—0,04).

Берег Инкитской бухты в последние годы размывается со скоростью около 1 м/год. Совокупность данных свидетельствует, что образование этой бухты связано с размывом берега, обусловленным дефицитом наносов в потоке после прохождения им мимо каньона «Акула».

В настоящее время вдоль берега бухты проходит в сторону Пицундского мыса около 140 тыс. $m^3/год$. Кроме того, на повороте Инкитского выступа часть валунно-галечного материала отрывается от берега и под острым углом уходит на дно бухты (Пешков, 1974а). Можно предполагать, что он проходит по дну к восточному краю мелководной бухты и снова присоединяется к общему потоку вдоль берега. Отсюда следует также, что существует еще не изученный механизм перемещения грубого материала в массе песка подобно тому, как движется по трубопроводам пульпа, т. е. почти с одинаковой с ним скоростью. Этот вопрос должен быть тщательно исследован, ибо многие явления структуры пляжей не могут быть объяснены на базе существующих представлений. В частности, только таким образом можно объяснить нахождение отдельных галек и валунов в толще песка в районе Гагринской бухты до глубин более 10 м и в районе Адлера — более 5 м (Ромашин, Шульгин, 1972).

Нормальный для описываемого отрезка берега пляж возобновляется к юго-востоку от бухты Инкит и почти полностью повторяет все черты «гантиадского» (рис. 2).

Новое изменение пляжа и подводного склона происходит вблизи Пицундского мыса. Последний является дистальной частью нарастающей аккумулятивной формы, которая ранее представляла собой мощную галечно-песчаную косу. Сейчас ее можно назвать «наволоком», ибо за поворотом берега на северо-восток еще на 6 км тянется вогнутый край Пицундского п-ова. На этом протяжении пляж весьма специфичен. В тихую погоду на нем песка практически не видно. Однако в сильные штормы песок выбрасывается большими массами на берег и остается

на поверхности эспланады курорта, которая отстоит от уреза на 35—40 м. Здесь почти полностью исчезают валуны, что можно легко проследить визуально, обходя выпуклую оконечность мыса. Важнейшей особенностью этого пляжа является переход его нижней части на глубинах 8—12 м в крутой (до 35°) откос, уходящий против мыса до глубины около 70 м. Крутизна подводных откосов нарастающих аккумулятивных форм при любом составе наносов и ее причины неоднократно отмечались как на Черном, так и на других морях (Зенкович, 1962).

Подводная галечная часть собственно пляжа также имеет очень большую крутизну (0,15—0,20). Песок на поверхности откосов появляется с глубин порядка 18—20 м в виде обширных очагов и полос мощностью до 0,5 м. Его состав за поворотом мыса резко отличен по юго-западной (бзыбский материал) и по юго-восточной сторонам (бурые кварцевые пески Мюссерских холмов) (Добрынина, Сафьянов, 1970).

На Пицундском мысу начинается область разгрузки описываемого потока наносов. Многократные наблюдения, в том числе из подводной лодки (Зенкович и др., 1975) показали, что на крутых откосах грунт не устойчив и сползает даже в спокойную погоду. При волнении этот процесс приобретает массовый характер (Зенкович, 1970; Пешков, 1974б).

Начиная от Пицундского мыса область разгрузки потока протягивается на 6 км вдоль всего юго-восточного края полуострова, определяя его нарастание со средней скоростью 0,05—0,10 м/год (Белова и др., 1976). На всем этом протяжении сохраняется резкий перегиб к крутому склону, хотя глубины у его подножия по мере повышения дна шельфа уменьшаются до 15—20 м. Со стороны Мюссер навстречу основному потоку идет второй слабый поток, вызванный тем, что Пицундский мыс защищает абразионный берег Мюссер от волн западных румбов (Зенкович, 1958).

На Пицунде были проведены длительные наблюдения за динамикой пляжа путем до- и послештормовых измерений. Они показывают большой размах флуктуаций положения береговой линии при волнениях разных направлений и силы (Пешков, 1974б, 1976б). К сожалению, во время этих наблюдений не было возможности изучить смещение зон залегания и движения наносов всех крупностей. Однако при водолазных наблюдениях удалось выявить нижнюю границу массового перемещения гальки по таким признакам, как степень обрастания этого материала морскими организмами. Обычно после шторма поверхность галек от самого уреза до нижней границы перемещения имеет «чистый» вид. Галька же, не приходившая в движение во время данного шторма, сохраняет хорошо заметный под водой налет, возникший в результате обрастания микроводорослями, баянусом, трубками серпулид и др.

Послештормовые обследования показывают, что в районе Пицундского мыса, где подводный склон до глубин 10—12 м имеет крутизну 0,15—0,20, галька в массе оттягивается на дно при волнениях в III балла (высота волн около 1 м) до глубин 1,5—2,0 м; при волнении в IV балла (высота волн до 2 м) — до глубин 3—3,5 м и V баллов (высота волн около 3 м) — до глубин 6—7 м. После западного шторма в VI баллов граница массового перемещения гальки прослеживается до глубин 35—40 м.

Изучению динамики пляжей со смешанным составом наносов посвящено лишь несколько отечественных работ (Белов, 1938; Лонгинов, Пасечник, 1953; Зенкович, 1946; Лонгинов, 1963; Зарва, 1959, и др.) Немного их известно и в зарубежной литературе, так как там основное внимание уделяется песчаным пляжам. Выполненные в СССР работы производились на галечных пляжах у сравнительно отдаленных берегов (0,02—0,04), где была установлена общая закономерность — возрастание крупности материала в верх по пляжу.

В описанных выше условиях западной Абхазии мы встречаем как бы обращенную картину. Лишь на полностью подводных накоплениях, которые в сущности даже нельзя назвать пляжами, сохраняется указанная последовательность. Во всех других местах верхнюю зону занимает песок и мелкая галька или гравий (если песок отсутствует), нижнюю — галька, а валуны располагаются преимущественно ниже уреза, образуя крутой откос в спокойную погоду.

В чем же может заключаться причина указанных отличий? Единственным условием, отличающим пляжи Западной Абхазии от ранее изученных на Черном и других морях, является большая приглубость берега. Последняя явным образом влияет на характер разрушения прибойной волны.

Поскольку перед «обычными» пляжами уже с глубин около 2 м начинается плоское коренное или песчаное дно с уклоном 0,01—0,03, то, как приходилось многократно наблюдать, волны при штормах с высотой до 3 м и выше разрушаются по типу скользящего буруна. На берегах западной Абхазии (в пределах описываемого района) в любой шторм крупные волны при разрушении дают «ныряющий» бурун. Известно, что при накате прибойный поток обладает большой горизонтальной составляющей кинетической энергии и, при данных параметрах волн глубокого моря, выше вкатывается по пляжу с очень большими скоростями течения (до 6—8 м/сек). Прибойный поток после «ныряющего» буруна имеет громадную мощность и большой слой вкатывающейся воды, но скорости его при прочих равных условиях меньше (King, 1972; Орфорд, 1976). Асимметрия придонных волновых движений и прибойного потока соответственно ниже у ныряющего буруна, чем у скользящего.

Отмечено, что на берегах с промежуточным уклоном при слабых волнениях образуется ныряющий бурун, а при сильных — скользящий. Это может вносить большое разнообразие в структуру и состав пляжей.

Зона наибольшей турбулентности воды и максимальных скоростей волновых движений на приглубых берегах явным образом приурочена к линии падения гребней штормовых волн. Это и может являться причиной того, что у приглубых абхазских берегов именно в этой зоне всегда находится и перемещается наиболее крупный материал (валуны). Аналогично в сильные штормы на дно оттягиваются и массы гальки. При затухании шторма значительная часть гальки выбрасывается на надводный пляж, а валуны остаются ниже уреза.

Приведенные соображения являются рабочей гипотезой, которая должна быть проверена путем непосредственных измерений. Имсющийся материал наиболее интересен, по мнению авторов, тем, что он открывает широкое поле для исследований поперечной структуры потоков наносов, общая масса которых представляет собой смесь материала разной крупности от песка до валунов более 30—40 см в диаметре. Вопреки установившемуся мнению о сравнительно устойчивой поперечной структуре потока наносов на больших протяжениях берега, мы видим, что она может меняться на коротких расстояниях в зависимости от ряда факторов. В сущности говоря, в литературе еще нет терминологического определения и анализа хотя бы одного из потоков по его поперечной структуре. По мнению авторов, поток наносов представляет собой сложную систему, в которой особенности поперечной и продольной структуры взаимосвязаны и могут разделяться чисто условно. Обобщенные представления об изменениях мощности и емкости потока по его ширине и толщине движущегося слоя наносов уже совершенно недостаточны для прогноза дальнейшего развития береговой зоны и решения практических задач. В этой области настала пора перехода от элементарно-факторного к структурно-системному анализу.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н. А. О движении гальки в Лименской бухте. «Уч. зап. МГУ», № 19, 1938.
- Белова Н. Т., Орлова Г. А., Пешков В. М. Динамика берегов Пицундского полуострова. Тез. докл. XXIII МГК, Тбилиси, 1976.
- Божич П. К. К изучению движения береговых наносов Черного моря. «Изв. центр. гидрометбюро», вып. 7, 1927.
- Божич П. К. Размыв морского берега в Гаграх. «Уч. зап. МГУ», № 19, 1938.
- Волков П. А., Ионин А. С. О величине неразмывающих волновых скоростей для гальки. «Океанология», т. II, вып. 3, 1962.
- Гамаженко В. С. Динамика береговых наносов Гагринского залива, «Океанология», т. II, вып. 2, 1962.
- Гамаженко В. С. Динамика пляжа на мысе Пицунда. Тр. ЦНИИСа, вып. 86, «Укрепление морских берегов». М., «Транспорт», 1972.
- Добрынина Т. А., Сафьянов Г. А. Возможности применения минералогического метода при изучении литодинамики береговой зоны (на примере Пицунды). «Вестн. МГУ. География», № 4, 1970.
- Жданов А. М. Определение мощности потока наносов непосредственными наблюдениями. «Изв. АН СССР. Сер. геофиз.», № 2, 1951.
- Зарва А. В. Исследование галечных пляжей Кавказского берега Черного моря на участке Туапсе — Адлер. «Тр. Океаногр. комис. АН СССР», т. 4, 1959.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология морских берегов, ч. I. Волновые процессы. М.—Л., «Морской транспорт», 1946.
- Зенкович В. П. Потоки наносов вдоль советских берегов Черного моря. «Тр. Союзморниишпроекта», т. 3, 1956.
- Зенкович В. П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Зенкович В. П. По поводу статьи В. С. Гамаженко «Динамика береговых наносов Гагринского залива». «Океанология», т. III, вып. 2, 1963.
- Зенкович В. П., Кашин Ю. С. Перемещение гальки вдоль Кавказского берега Черного моря. «Метеорология и гидрология», № 5, 1949.
- Зенкович В. П. Как «лечить» пляж Пицунды. «Наука и жизнь», № 10, 1970.
- Зенкович В. П., Илларионов В. К. Перемещение пляжевой гальки вблизи подводного каньона «Акула» (Пицунда). Тез. докл. XIII конф. по динамике морских берегов. Одесса, 1973.
- Зенкович В. П., Дубман Д. М., Кикнадзе А. Г., Меншиков В. Л., Орлова Г. А. Геоморфологические наблюдения на материковом склоне и в подводных каньонах Пицунды. «Сообщ. АН ГрССР», № 1, 1975.
- Зенкович В. П., Меншиков В. Л., Андреев Ю. В. Обвал в подводном каньоне. «Докл. АН СССР», т. 216, № 6, 1974.
- Ионин А. С., Щербаков Ф. А. Сложность прибрежно-морских отложений восточной части Черного моря. «Океанология», т. I, вып. 5, 1961.
- Кикнадзе А. Г. Результаты исследования движения береговых наносов Черного моря в пределах Грузинской ССР методами литологии. В сб. «Новые исследования береговых процессов». М., 1971.
- Кикнадзе А. Г., Зенкович В. П. Бюджет наносов Бзыбской динамической системы береговой зоны Черного моря. В сб. «Проблемы изучения берегов Грузии». Тбилиси, 1976.
- Лонгинов В. В., Пасечник Л. Д. Основные закономерности развития профиля галечных пляжей. «Тр. Ин-та океанологии АН СССР», т. 7, 1953.
- Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Меншиков В. Л., Меншикова С. Н., Гуджабидзе М. М. Динамика наносов в вершине подводного каньона «Акула». В сб. «Проблемы геоморфологии берегов Грузии». Тбилиси, 1976.
- Орфорд Дж. Предлагаемый механизм отложения гальки на вершине штормового пляжа. Тез. докл. XXIII МГК. Тбилиси, 1976.
- Пешков В. М. Влияние подводного каньона на динамику аккумулятивного берега. Тез. докл. XIII конф. по динамике морских берегов. Одесса, 1973.
- Пешков В. М. Наблюдения по динамике рельефа вершины подводного каньона «Акула». «Геоморфология», № 3, 1974а.
- Пешков В. М. Некоторые черты современной динамики береговой зоны в районе курорта Пицунда. В сб. «Тр. координационных совещаний по гидротехнике», вып. 92 (Морские берегозащитные мероприятия). Ленинград, 1974б.
- Пешков В. М. Некоторые особенности динамики аккумулятивного берега, сопряженного с вершиной подводного каньона «Акула». «Геоморфология», № 1, 1975.
- Пешков В. М. Влияние подводного каньона на динамику и развитие аккумулятивного берега. «Изв. ВГО», т. 108, № 4, 1976а.
- Пешков В. М. О восстановлении пляжа курорта Пицунда. «Сообщ. АН ГрССР», т. 83, № 2, 1976б.

Ромашин В. В., Шульгин Я. С. Эффективность пляжеобразования и устойчивость бун на размываемом основании в районе железнодорожной станции Адлер. Тр. ЦНИИСа, вып. 86, «Укрепление морских берегов». «Транспорт», 1972.

Хачапуридзе Я. Ф. Инженерно-геологическая обстановка подводного склона Бзыбской аллювиально-дельтовой равнины и вопросы укрепления пшундского берега. «Докл. Симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря». Тбилиси, 1972.

Хмаладзе Г. Н. Баланс жидкого и твердого стока водотоков черноморского побережья Кавказа. В сб. «География в Грузинской ССР». Тбилиси, 1975.

King K. A. M. Beaches and Coasts, 2-d Ed. London, 1972,

Институт географии
АН Груз. ССР

Поступила в редакцию
9.III.1977

TRANSVERSAL UNHOMOGENEITY OF THE LITTORAL DRIFT AT THE COASTAL ZONE OF WESTERN ABKHAZIA

ZENKOVICH V. P., PESHKOV V. M.

Summary

A continuous debris drift has been traced for 80 kilometers, from the Mzymta River mouth to Myussera Hills. The discharge and composition of debris within individual zones fluctuated more than once depending on coast exposition, sea depth near the coast and quantity of alluvium coming from the land. These factors control considerable changes of the beach width above the sea level. A considerable loss of debris takes place at one part of the coast through a submarine canyon. Main part of material accumulates at the steep submarine slope near the Pitsunda Promontory. Between the Khashupsa and Joekvara mouths the debris drift is discontinuous and the debris move only during strong western storms. The authors suppose storm currents are essential for pebble and even boulders movement along the Gagra Bay coast.

УДК 551.4.07 (575.4)

СУНГУРОВ А. М., ЗАХИДОВ А. У.

ДОПЛИОЦЕНОВЫЙ ПОГРЕБЕННЫЙ РЕЛЬЕФ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Юго-Западная Туркмения занимает восточную часть обширной Южно-Каспийской мегавпадины. В верхней части осадочного чехла ее по геолого-геофизическим данным выделяются два структурно-формационных этажа: верхний — неоген-антропогеновый и нижний — мел-палеогеновый (Мирзаханов, 1969). Верхний этаж представлен песчано-глинистыми отложениями и является нефтегазоносным. В нем выявлены почти все крупные ловушки антиклинального типа, и дальнейший рост фонда таких структур исключается. Нижний структурно-формационный этаж, с отложениями которого связываются дальнейшие перспективы нефтегазоносности территории (Николаенко, 1969), пока изучен очень слабо.

Новые геолого-геофизические материалы не оставляют никаких сомнений о резком различии в строении этих этажей. Это подтвержда-