

Каарел Орвику

**МОРСКИЕ
БЕРЕГА
ЭСТОНИИ**



Каарел Орвику

**МОРСКИЕ
БЕРЕГА
ЭСТОНИИ**

Eesti
Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

№ 131

КААРЕЛ ОРВИКУ

МОРСКИЕ БЕРЕГА ЭСТОНИИ

ТАЛЛИН 1974

Toimetuskolleegium:

geoloogia-mineraloogia kandidaadid S. Baukov, D. Kaljo (esimees), E. Klaaman, geoloogia-mineraloogiadoktor R. Männil (sekretär), ENSV TA akadeemik K. Orviku, geoloogia-mineraloogiadoktor A. Raukas, geoloogia-mineraloogiakandidaat H. Viiding.

Vastutav toimetaja A. Raukas.

Редакционная коллегия:

кандидаты геолого-минералогических наук С. С. Бауков, Х. А. Вийдинг, Д. Л. Кальо (председатель), Э. Р. Клааман, доктор геолого-минералогических наук Р. М. Мянниль (секретарь), академик АН ЭССР К. К. Орвику, доктор геолого-минералогических наук А. В. Раукас.

Ответственный редактор А. В. Раукас.

Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета
Академии наук Эстонской ССР

РИСО № 1043



ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия непрерывно увеличивается необходимость в изучении современной береговой зоны океанов, морей, крупных внутренних водоемов, а также крупных водохранилищ. Это объясняется, несомненно, все более интенсивным освоением современной береговой зоны как среды деятельности человека. Для более целеустремленного и рационального использования современной береговой зоны в различных практических целях необходимо ее разностороннее исследование, в том числе выяснение закономерностей динамики и развития. Особенно большие успехи достигнуты в комплексном исследовании морских берегов в Советском Союзе, в частности в послевоенные годы.

Береговая линия Эстонии, несмотря на небольшие размеры территории, отличается значительной протяженностью, обусловленной сильной расчлененностью берега и многочисленными островами, расположенными в прибрежном море. Длина всей береговой линии (вместе с островами) достигает 3780 км. Несомненно, что это обуславливает необходимость всестороннего исследования морских берегов Советской Эстонии как в теоретическом, так и в практическом плане.

Несмотря на большое значение современных морских берегов в природной среде и их тесную связь с деятельностью человека, они в Эстонии в прошлом мало изучались. Внимание исследователей эти берега стали привлекать лишь с середины XIX столетия. Однако еще в первой половине текущего века морские берега Эстонии были сравнительно слабо изучены.

Институт геологии Академии наук Эстонской ССР приступил к изучению геологии современной береговой зоны лишь в начале 1960-х годов. При планомерном исследовании морских берегов эстонские геологи опирались на крупные достижения советских ученых в области теории и методики изучения морских берегов. Это, несомненно, во многом способствовало проведению работ данного направления в институте.

Опыт работы первых лет показал, что среди современных морских берегов республики отличается своеобразием геологического строения и развития район Северо-Западной Эстонии и островов Западно-Эстонского архипелага. Учитывая это, институт сосредоточил исследования в данном районе, который был выделен в самостоятельный Эстонский район современных морских берегов Балтийского моря (Orviku K., Orviku, Kaarel, 1961). В дальнейшем он называется сокращенно «Эстонский район» (рис. 1).

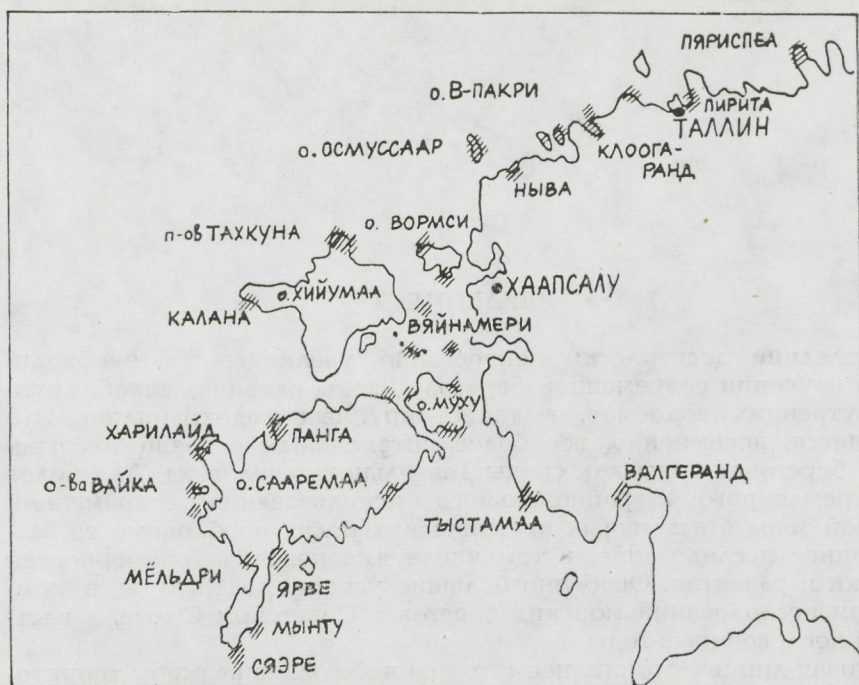


Рис. 1. Схема расположения основных участков исследования современной береговой зоны в Эстонском районе берегов Балтийского моря.

Институт геологии АН ЭССР, приступив к исследованию современных морских берегов Эстонии, в первую очередь начал изучение динамики современной береговой зоны. В соответствующих исследованиях это направление и в настоящее время является основным. Особое внимание уделяется динамике грубообломочных прибрежных наносов в условиях поднимающейся отмели береговой зоны. Результаты исследований частично опубликованы.

Исследования по динамике современной береговой зоны теснейшим образом связаны с изучением геологического строения и развития ее. Одним из результатов этих исследований является настоящая книга, в которой охарактеризованы подтипы современной морской береговой зоны Эстонского района. Несомненно, что приведенная в ней характеристика потребует в дальнейшем дополнения и уточнения. Все же можно надеяться, что книга эта, несмотря на ее недостатки, будет в некоторой мере способствовать более углубленному изучению современной береговой зоны, в частности ее динамики и развития.

Автор считает своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность всем тем ученым-исследователям морских берегов, от которых он неоднократно получал ценные советы. Особенно признателен автор профессору В. П. Зенковичу, академику АН ЭССР К. К. Орвику и доктору геол.-мин. наук А. В. Раукасу за всестороннюю помощь, оказанную ему при выполнении исследований и составлении данной книги.

КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ

Исследования морских берегов Эстонии, начатые уже в середине XIX в., в течение длительного времени оставались фрагментарными и носили в основном описательный характер. Лишь в 20—30-х годах XX в. были предприняты шаги к выяснению условий развития современных морских берегов Эстонии и к разработке их классификации. Из работ середины прошлого века, касающихся современных морских берегов Эстонии, наибольший интерес представляют труды Г. Гельмерсена (Helmersen, 1856a, 1856b, 1869), которые дают наиболее полное представление об уровне изучения современных морских берегов Эстонии в середине XIX века.

Г. Гельмерсена (Helmersen, 1856a) интересовал вопрос о том, в какой мере прирост суши на берегах Эстонии за счет моря обусловлен поднятием земной коры и в какой — накоплением прибрежных наносов. На основании имевшегося в его распоряжении фактического материала он пришел к выводу, что поднятие земной коры не играет в приросте суши такой роли, какая ему приписывается, более существенным является накопление наносов.

Г. Гельмерсен обратил внимание на то, что на берегах островов Западно-Эстонского архипелага, подвергающихся сильному воздействию волн, накапливается более грубозернистый материал, чем на защищенных от сильного волнения берегах тех же островов. Данное им геологическое описание клифа на Пакриском (Пакерортском) мысе в основном мало отличается от приводимого современными авторами. Кроме Пакерортского Г. Гельмерсен описал и Тюрисалуский клиф (Helmersen, 1869).

Он (Helmersen, 1856b) установил, что измельченный у подножия клифа Пакерорт известняковый щебень транспортируется вдоль берега в южном направлении, где накапливается на берегу в виде береговых валов. Г. Гельмерсен изучал современные клифовые и галечные берега не только близ мыса Пакри, но и в других местах Эстонии.

С середины XIX века в ряде работ обращалось внимание на выталкивание эрратических валунов морским льдом на берег (Keyserling, 1863; Kraus, 1930 и др.).

Более обширный материал, полученный геолого-геоморфологическим изучением современных морских берегов Эстонии, можно найти в работах, опубликованных в 20—30-х гг. XX в., большинство которых носит описательный характер. Следует отметить, что в эти годы исследовалась не вся береговая зона, а только берег. Подводный береговой склон вообще не изучался.

Интересные наблюдения о строении современных морских берегов Северной Эстонии и небольших островов Финского залива содержатся в работах Г. Вильбасте (Vilberg, 1921; Vilbaste, 1939), опираясь на которые, он разработал классификацию современных морских берегов Эстонии (Vilbaste, 1939 и др.). Много ценных данных и выводов приведено о строении и развитии активных участков Северо-Эстонского глинта в трудах А. Таммеканна (Tammekann, 1926, 1940), В. Гийре (Giege, 1932) и А. Эпика (Orik, 1927). Меньше изучались современные морские берега Западной Эстонии и островов Западно-Эстонского архипелага. Особого внимания заслуживает геологическая характеристика современных берегов п-ова Сырве (Orviku, 1935 и др.).

В работе, содержащей описание физико-географических условий бывшего уезда Харьюмаа, Г. Вильбасте (Vilberg, 1921) сравнительно подробно охарактеризовал ряд участков современных берегов Северной Эстонии. Характеристика обрывистого, или клифового, берега дана им на примере клифов Тискре, Раннамыйза, Тюрисалу и Пакри. Берег узких оконечностей мысов северо-западного направления на предглинтовой равнине, в частности на мысе Пуреккари, им описан как каменистый берег с большим скоплением эратических валунов разной величины. Описывая низменный берег Раннакюла между реками Вазалемма и Курксе, Г. Вильбасте установил, что при высоком уровне нагонных вод затопляется широкая полоса прибрежных лугов, а при низком уровне стонных вод осушается широкая полоса прибрежного дна моря. Он пришел к выводу, что щебневые береговые валы на низменном берегу между Кибру и Алликлепа, отделившие от моря небольшие прибрежные озера, питаются каменным материалом, выбрасываемым на берег со дна прибрежного моря. В окрестностях Кабернеэме Г. Вильбасте изучал песчаный берег, с которым связаны современные прибрежные дюны.

В сводной работе, посвященной строению современных морских берегов Северной Эстонии, Г. Вильбасте (Vilbaste, 1939 и др.) привел классификацию этих берегов. Современный морской берег был подразделен им на низменный, обрывистый и приглубый. К низменным он отнес берега с пологим рельефом прибрежной суши и дна прибрежного моря, выделив среди них берег в вершинах заливов, берег мысов и песчаный берег.

Низменный, или каменистый, берег мысов охарактеризован им как берег с многочисленными валунами разной величины, нагроможденными в надводную часть берега напором морского льда. К обрывистому, или клифовому, берегу Г. Вильбасте отнес участки Северо-Эстонского глинта, непосредственно подвергающиеся воздействию волн, а также участки, на которых подвергаются волнению шлейфы осыпей у подножия глинта. Приглубым берегом он считал только участок глинта на оконечности мыса Пакри, так как море здесь глубоко непосредственно у подножия клифа. Г. Вильбасте дал также краткое описание галечного берега. Однако он рассматривает его как разновидность клифового берега на том основании, что первый обычно сопутствует второму и питается каменным материалом, который раздробляется на клифовых берегах и перемещается волнением на галечный берег.

Попытка классифицировать современные морские берега на примере п-ова Сырве была предпринята К. Орвику (Orviku, 1935 и др.). Он установил, что в западной части этого полуострова широко распространены низменный моренный берег с многочисленными эрратическими валунами. Встречается здесь и клифовый берег, а также щебневый и валунно-галечный. Характерно, что щебневый берег в окрестностях Охесааре питается вдольбереговым потоком наносов, а в Лооде и Каугатума — донным материалом. В восточной части полуострова преобладают низменные песчаные берега и абразионный уступовый берег в четвертичных отложениях. Встречаются здесь также низменный моренный и гравийно-галечный берега. Различия в характере западного и восточного берегов полуострова К. Орвику объясняет разным геологическим строением их и тем, что восточные берега полуострова лучше защищены от воздействия сильных штормов.

Можно сказать, что в упомянутой работе К. Орвику было дано в свое время геологически наиболее обоснованное описание современных берегов Эстонии, хотя и на примере только одного небольшого участка его. Он первым обратил внимание на унаследованный характер развития современных морских берегов.

В монографии, посвященной геоморфологии северо-восточной части Северо-Эстонского плато, А. Таммеканн (Tammekann, 1926) детально описал глинт и охарактеризовал природные факторы, влияющие на его развитие, особенно на тех участках глинта, которые автор данной книги считает в настоящее время активными клифами. По А. Таммеканну, развитие глинта между Азери и Пяйте как абразионного обрыва началось в позднеледниковое время и местами, например в Пяйте, продолжается непрерывно и теперь. Это позволяет говорить об унаследованности и постоянстве условий развития современного клифа в пределах Северо-Эстонского глинта (Orviku, K., Orviku, Kaapel, 1969).

А. Эпик (Epik, 1927) при исследовании четвертичной геологии глинтовых островов Осмуссаар, Суур-Пакри и Вяйке-Пакри много внимания уделил строению и развитию современных берегов этих островов. Он установил, что эти острова поднялись выше уровня моря в голоцене в виде небольших известняковых плато в условиях поднятия земной коры. Изучая абразионные берега северной части островов, он пришел к выводу, что морфологическая форма этих берегов зависит от характера слоев, подвергающихся выветриванию и разрушению волнами. Он выделил несколько морфологических разновидностей абразионного берега, которые в настоящее время расположены рядом друг с другом и связаны между собой переходами. Во времени эти морфологические разновидности закономерно сменяют друг друга на одном и том же участке берега, в зависимости от того, какие слои коренных пород вовлекаются в сферу волновой деятельности под влиянием поднятия земной коры. В развитии Северо-Эстонского глинта А. Эпик выделил четыре стадии, закономерно сменяющие друг друга. Эти стадии следующие: 1 — Осмуссаар — хорошо выработанный ступенчатый скалистый берег; 2 — Рогэ — глубокие волноприбойные ниши в нижней части клифа и крупные обрушившиеся глыбы перед подножием клифа; 3 — Пакерорт — отвесный клиф, нижняя часть которого

выработана в кембрийских песчаниках, а у подножия клифа постоянные осыпи и обвалы отсутствуют; 4 — глинт, у подножия которого находится мощный постоянный шлейф осыпей и обвалов, местами размываемый волнами.

В монографии, посвященной морфологии северного берега Эстонии, В. Гийре (Giere, 1932) рассматривает стадияльное развитие Северо-Эстонского глинта и особое внимание уделяет характеристике условий, влияющих на его развитие. Весь северный берег Эстонии он подразделил на берег Нарвского залива и на бухтовый берег, а в последнем выделил берег краевых бухт (врезанных в краевую часть Северо-Эстонского плато) и бухтовый берег предглинтовой равнины. В пределах современного морского берега Северной Эстонии В. Гийре выделил активный глинт и низменный берег. Соответственно количеству отложившегося у подножия активного глинта раздробленного рыхлого материала он подразделил глинт на обрывистый, глинт с узкой береговой полосой и глинт со шлейфом осыпей. Современный низменный берег подразделен им на песчаный, галечный и каменистый (глыбовый).

В. Гийре подчеркивает, что для развития морфологических форм берега особое значение имеют штормы, наибольшее влияние которых прослеживается на оконечностях мысов, и что в развитии берега существенную роль играют крайние уровни сгонно-нагонных вод; совпадение кратковременных сильных нагонов с сильными штормами вызывает на берегу интенсивную абразию и аккумуляцию.

Подробно рассмотрены В. Гийре и явления морской деятельности на берегах. Направление, сила и продолжительность волнения на эстонских берегах быстро изменяются во времени. Разрушительная или созидательная сила волн здесь ослаблена из-за небольших уклонов дна прибрежного моря и выработанных перед клифами бенчей, и поэтому крупные волны разрушаются далеко от среднего уреза воды. В. Гийре показал, что при сильном нагоне и шторме на низменном берегу, на некотором расстоянии от среднего уреза воды в сторону суши, могут образовываться галечные валы. Такие валы при среднем уровне воды находятся в состоянии покоя.

В. Гийре изучал также различные проявления абразии, обусловленные неодинаковой устойчивостью пород. В развитии обрывистого глинта им установлен абразионный цикл из трех фаз: 1 — абразия обрыва и образование волноприбойных ниш; 2 — крупные обрушения и осыпи, образование шлейфа осыпей у подножия клифа, препятствующего непосредственному размыву клифа; 3 — размыв осыпей до их полного уничтожения, способствующий обновлению непосредственного размыва клифа на данном участке берега, т. е. созданию условий для начала нового абразионного цикла. Такое цикличное развитие обрывистого глинта прекращается лишь тогда, когда абразия не в состоянии размыть осыпь даже в течение длительного времени.

В. Гийре указал также на значение морского льда в развитии берега. По его мнению, каменистый берег образовался в результате деятельности напорного льда, влияние которого прослеживается до глубины 10 м (Giere, 1932).

Необходимо обратить внимание также на отдельные высказывания, касающиеся рельефа и отложений дна прибрежного моря. При описа-

нии небольших островов Финского залива, расположенных между Таллином и Кунда, Г. Вильбасте (Vilbaste, 1933) отметил, что многие из них имеют такую же северо-западную ориентировку, как полуострова и мысы смежной суши, т. е. эти острова, а также некоторые отмели в пределах моря являются как бы продолжением рельефа мысов в северо-западном направлении.

В описаниях природы бывших уездов Ляэнемаа (Läänemaa, 1939) и Сааремаа (Saaremaa, 1934) отмечается, что грядовый рельеф прибрежного моря Западно-Эстонского архипелага является продолжением такого же рельефа в материковой части суши. В описании природы Сааремаа (Saaremaa, 1934) приведены и некоторые данные о литологическом составе отложений дна прибрежного моря.

Суммируя результаты исследований современных морских берегов Эстонии за 20—30-е годы, следует подчеркнуть, что современные берега в то время систематически не изучались. Соответствующие работы выполнялись эпизодически и в большинстве случаев попутно с исследованиями другого характера. Изучение современных морских берегов ограничивалось в основном наблюдениями и морфологическим описанием надводной части береговой зоны, т. е. берега. Специальные методы исследования морских берегов не использовались, а изучению литологии прибрежных отложений практически уделялось очень мало внимания. Несмотря на это, все же были получены интересные результаты, послужившие основой для дальнейших, более углубленных исследований современной береговой зоны Эстонии, начатых в конце 50-х — начале 60-х годов.

Результаты изучения современных морских берегов Эстонии, полученные в последнем десятилетии, опубликованы автором в ряде статей (Орвику К. м., 1964, 1965а, 1966 и др.) и частично обобщены в настоящей книге.

Необходимо отметить, что в течение последних десятилетий много внимания уделялось также исследованию древних береговых образований (Пярна, 1960 и др.; Кессел, 1961 и др.).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И ТЕРМИНОЛОГИЯ

При исследовании современных морских берегов Эстонского района использовалась общепринятая для береговых работ методика. Во время экспедиционных работ велись как наземные, так и морские исследования. Целью их были геоморфологический анализ форм рельефа береговой зоны, составление геологических разрезов и морфодинамических картосхем, литологический анализ отложений и т. д.

Рекогносцировочными работами в береговой зоне были установлены отдельные ее участки, разностороннее исследование которых представляет интерес с точки зрения изучения подтипов береговой зоны. В последующем на выделенных участках берега выполнялись уже детальные работы с целью выяснения общих закономерностей строения, динамики и развития тех или других подтипов.

На выделенных таким образом участках береговой зоны одной из важнейших работ было составление геологических разрезов, начиная с береговых аккумулятивных или абразионных форм и кончая подводным береговым склоном, — так называемых морских разрезов (Буданов, 1964). Эти работы, выполненные инструментально, включали нивелировку наземной части профиля берега и топографическую съемку отдельных форм рельефа. Учитывая, что, по В. Буданову, при проведении их не требуется большой точности ($\pm 10-20$ см на 1 км), использовали малогабаритный теодолит ТМ-1, а при нивелировке — нивелир типа НСМ-2А.

При изучении морской части разреза на суше было зафиксировано направление створа двумя рейками и были установлены две боковые вехи вдоль берега для определения с моря секстаном местонахождения шлюпки. Расстояние от реек створа до вех было определено теодолитом по дальномерной рейке. В результате этих подготовительных работ на берегу была получена система опорных точек для изучения морской части разреза (Зенкович, 1958).

В морских работах использовалась алюминиевая лодка («Казанка») с подвесным мотором «Москва», позднее — с «Вихрем». Такая маленькая лодка в ходе работ зарекомендовала себя с лучшей стороны. Одно из важных ее достоинств — малый вес. На место работ лодка была доставлена на специальном прицепе за экспедиционной машиной (табл. I, 1).

При выполнении производимых со шлюпкой работ в первую очередь составляли профиль рельефа подводного берегового склона. Для этого использовали простой, но надежный и удобный прибор «автограф» — самописец глубин, работающий по принципу изменения дав-

ления. Автограф перемещался по дну за шлюпкой, идущей малым ходом. С помощью этого прибора было получено большинство профилей морского дна, на которые были нанесены все соответствующие геологические данные.

Работа с автографом дала в общем удовлетворительные результаты. Лишь в условиях валунного дна нужно было более внимательно следить за тем, чтобы прибор не зацеплялся за валуны и не получалось бы искажения записи на ленте. По сравнению с работой с эхолотом изучение рельефа дна с автографом имеет свои недостатки и преимущества. Главный недостаток заключается в том, что по ходу разреза нельзя следить за записью и непосредственно наблюдать за изменениями рельефа дна. Однако с автографом можно работать на малых глубинах и при относительно большом волнении, что является его достоинством. В последние годы в тех же целях применялся шлюпочный эхолот — самописец типа «Язь».

После изучения рельефа берегового склона на соответствующем участке береговой зоны выполнялись подводные геологические работы, в первую очередь вдоль наиболее характерных морских разрезов. Глубина точек наблюдения и взятия проб определялась по показаниям глубиномера, а расположение точек — по выпущенным со дна буйкам. Местоположения буйков определялись позднее секстаном со шлюпки или теодолитом с берега.

В случае надобности в разных местах изучаемого участка берегового склона проводились повторные и дополнительные водолазные исследования. Например, были выполнены специальные работы для выяснения характера внешнего края подводного берегового склона, в частности бенча.

Для получения проб донных отложений применялись также дночерпатель и вибротрубка.

В подводных геологических работах участвовали в основном аквангисты-инструкторы Института геологии АН ЭССР, в том числе и научные сотрудники. В водолазных исследованиях непосредственное участие принимал и автор.

При подводных геологических исследованиях (табл. I, 2) использовалось отечественное водолазное снаряжение и оборудование. Так как в Балтийском море температура воды даже летом относительно низкая (на поверхности в среднем 19°, а на глубине 8—10 м обычно около 10°), то приходилось все время работать в гидрокостюме.

Для подводного фотографирования был использован аппарат «ФЭД» с широкоугольным объективом «Ю-12», с боксом УПК. В Балтийском море подводное фотографирование затрудняет слабая прозрачность воды и тем самым слабая освещенность. Снимали на высокочувствительную пленку без искусственного освещения. Лучшие негативы получились в районах распространения на дне известняков и валунной отмстки и лишь только в том случае, если штилевая погода до съемки стояла минимум 2—4 дня. Из-за неудовлетворительной прозрачности воды на снимках вышли с достаточной четкостью объекты, находящиеся лишь на удалении 2—3 метров от аппарата.

Производились также геологические работы и наблюдения на берегу, имевшие прямое или косвенное отношение к изучению динамики берега, например определение крупности, литологического

состава и окатанности галек в береговых валах. В средней пробе весом около 20 кг определялись следующие размерные фракции: < 0,5; 0,5—1,0; 1,0—2,5; 2,5—5,0; 5,0—10,0 и > 10 см; литологический состав и окатанность обломков во фракциях 0,5—1,0; 1,0—2,5; 2,5—5 и 5—10 см определялись по пятибалльной системе А. Хабакова.

На берегу были инструментально засняты отдельные более интересные морфологические элементы, например, щелбневые аккумулятивные формы донного питания и целиком некоторые прибрежные островки.

Обработка полученных материалов производилась в камеральных условиях: были составлены геологические морские профили, планы, картосхемы и т. д.

Комплексным методом было изучено более 20 участков современного морского берега Эстонского района, характеризующих подтипы береговой зоны в разных условиях развития и некоторые береговые процессы.

В работах, посвященных морским берегам, нередко одним и тем же термином обозначают разные понятия и, наоборот, одни и те же понятия часто называют различными терминами (Буданов, 1964). Поэтому в нижеследующем вкратце поясняется, в каком значении используются в данной работе некоторые термины, употребляемые для обозначения элементов береговой зоны.

На первом этапе исследования берегов Эстонии за основу была принята терминология береговой зоны, предложенная О. К. Леонтьевым (Леонтьев, 1956а) и приспособленная к конкретным условиям морских берегов Эстонии, т. е. к условиям неприливного моря, с четко прослеживающимися сгонно-нагонными явлениями. В последующие годы, учитывая конкретные условия береговой зоны Эстонии и новые труды советских ученых (Леонтьев, 1961; Зенкович, 1962; Лонгинов, 1963; Буданов, 1964), в используемую терминологию были внесены некоторые изменения. Приведенная на рис. 2 схема больше подходит

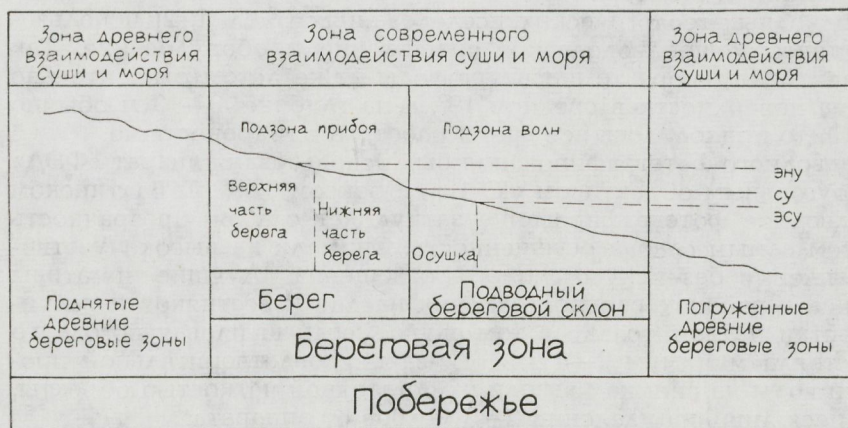
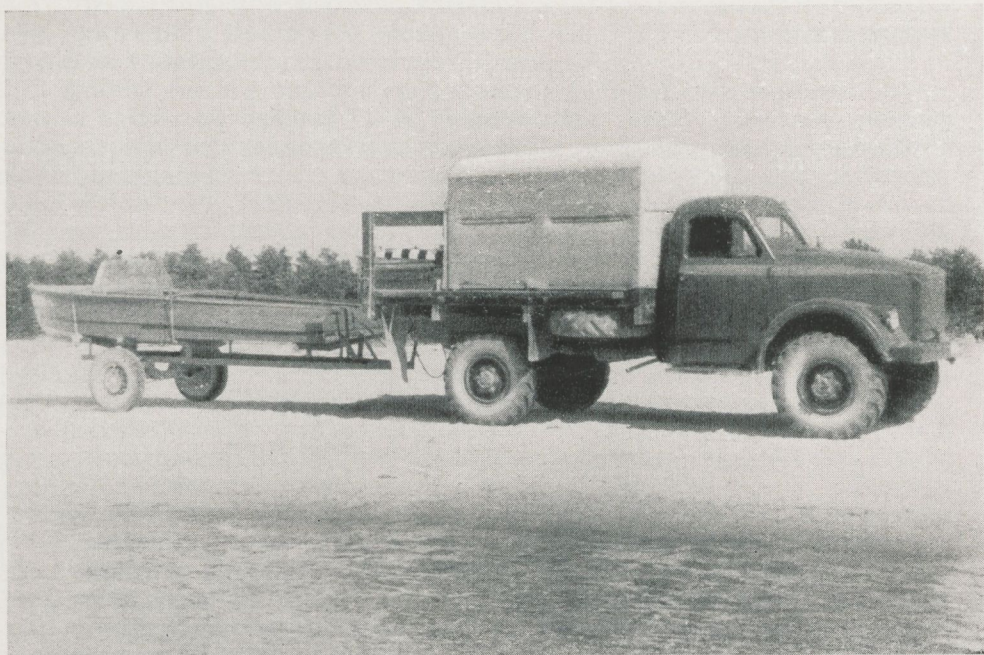


Рис. 2. Схема относительного расположения основных элементов побережья (Леонтьев 1956, с дополнениями автора).



1. Алюминиевая лодка, доставляемая на место работы на специальном прицепе экспедиционной машины.



2. Исследование подводного берегового склона аквалангистом.

к условиям морских берегов Эстонии и не противоречит терминологии, принятой в Институте океанологии АН СССР и в других ведущих научных учреждениях Советского Союза.

В данной работе термин «побережье» употребляется в том значении, в каком он принят О. К. Леонтьевым (1961), который считает побережьем всю надводную и подводную зону, где распространяются как современные, так и древние береговые формы или соответствующие отложения. Побережье подразделяется на три большие зоны. Центральная из них является современной береговой зоной. В сторону суши от нее расположена зона приподнятых древних береговых зон, в сторону моря — зона погруженных древних береговых зон.

Здесь следует оговориться, что в условиях Эстонского района, где отсутствуют погруженные древние береговые зоны, приходится употреблять термин «побережье» также в общем смысле в том случае, если речь идет об акватории за пределами современной береговой зоны.

Береговая зона — это полоса современного взаимодействия суши и моря (Леонтьев, 1961). Все отложения и формы рельефа, образующиеся в береговой зоне, являются прибрежными.

В книге термин «береговая зона» используется строго в понимании зоны взаимодействия суши и моря в современное время. На это следует обратить внимание потому, что в Эстонии возраст древних береговых образований установлен с большой точностью. Наиболее молодые из них образовались в последние столетия и располагаются лишь на несколько метров выше современного среднего уровня моря (Кессел, 1961 и др.). Исходя из этого, берегом галечной береговой зоны следует считать только активный, развивающийся в настоящее время береговой вал, а не серию береговых валов, расположенных на разных высотах по отношению к современному уровню моря и образующих аккумулятивную террасу, косу и другие аккумулятивные формы. Последние следует считать разновозрастными. Развитие их началось в отдельных местах уже несколько тысяч лет назад и продолжается еще и в настоящее время.

Современная береговая зона подразделяется на две части, или подзоны: на берег и подводный береговой склон. Соответственно этому среди прибрежных отложений и форм рельефа целесообразно выделить отложения и формы рельефа берега и подводного берегового склона.

Берег, а также подводный береговой склон целесообразно подразделить на две части, соответственно уровню моря, обусловленному сгонно-нагонными явлениями. В пределах береговой зоны Эстонии наблюдается значительное колебание уровня моря в зависимости от направления сильных ветров относительно береговой линии. Кроме среднего многолетнего уровня наблюдаются исключительно высокие и исключительно низкие уровни воды при эпизодических нагонах и сгонах. Естественно, что повышение или понижение уровня воды обуславливает в береговой зоне сдвиг полосы береговых процессов вверх или вниз. Исходя из этого, автор подразделяет берег и подводный береговой склон следующим образом.

На берегу выделяется нижняя, мористая часть, нередко подвергающаяся воздействию прибойного потока, и верхняя, более удаленная от средней береговой линии часть, на которую прибойный поток воздей-

ствуется лишь во время эпизодического нагонного уровня моря. Граница между обеими частями берега условная.

В пределах подводного берегового склона целесообразно выделить ветровую осушку. Под последней в данной книге понимается прибрежная часть подводного берегового склона, осушающаяся во время стонного уровня воды. Так как стонно-нагонные явления преследуются в пределах всей береговой зоны Эстонского района, то и осушка встречается у всех подтипов береговой зоны этого района. Ширина осушки в каждом конкретном случае разная и зависит от уклона осушаемого подводного берегового склона и от уровня стонных вод.

Из разных морфологических элементов абразионных береговых зон остановимся на понятиях «обрыв», «клиф», «уступ». Все абразионные обрывы целесообразно подразделить на клифы (Зенкович, 1962), или обрывы в коренных породах, и на уступы (Буданов, 1964), или обрывы в рыхлых отложениях. Первые благодаря устойчивости пород, в которых они выработаны, в течение долгого времени остаются обрывистыми, а вторые из-за незначительной устойчивости отложений сравнительно быстро покрываются шлейфами осыпей, обвалов и оползней.

Из других наиболее часто употребляемых терминов абразионных береговых зон необходимо остановиться на термине «бенч». Под бенчем подразумевают обычно пологую поверхность коренных пород, возникшую в ходе абразии и отступления клифа. В моренных отложениях в ходе абразии развивается также абразионная терраса — бенч, с присущими ей специфическими чертами. Характерно, что при размыве морены более мелкие части (алеврит, песок, гравий) вымываются и уносятся, а крупные (галки, валуны, глыбы) остаются на месте размыва, образуя каменную мостовую, или защитную отмостку, предохраняющую морену от дальнейшего размыва (Зенкович, 1961). О. К. Леонтьев (1961) называет такую поверхность также валунным бенчем. Последний может образоваться и при размыве других рыхлых разнородных отложений, например флювиогляциальных. На современных морских берегах Эстонского района валунные бенчи широко распространены.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Климатические условия в Эстонском районе берегов Балтийского моря во многом определяются географическим расположением самого района. Климат здесь мягкий, влажный, типично морской. Для лучшего понимания динамики и геологического развития современной береговой зоны в изучаемом районе необходимо коротко ознакомиться, главным образом по литературным источникам (Лоция Балтийского моря, ч. I, 1948; Климатический атлас ЭССР, 1970 и др.), с некоторыми показателями климата и гидрологии моря: с ветровым режимом, волнением (штормы), характером стонно-нагонных явлений, с температурой воздуха и ледовым режимом моря.

Ветер

Геологические процессы в береговой зоне, как известно, во многом зависят от направления ветров, от силы и продолжительности их — они определяют направление, силу и продолжительность волнения, они же являются причиной ветрового и волнового нагона и стога. Поскольку еще не имеется сведений о волновом режиме в береговой зоне рассматриваемого района, то при изучении динамики береговой зоны используются данные о ветровом режиме. Опубликованных данных о ветровом режиме этого района имеется довольно много. Периодические гидрометеорологические наблюдения, в том числе и за направлением и силой ветра, ведутся на расположенных в пределах Эстонского района гидрометеорологических станциях Пярну, Вилсанди, Ристна, Осмуссаар, Таллин и других уже начиная со второй половины XIX века (Kirde, 1939).

Данные о ветровом режиме Эстонии, приведенные в более ранних работах (Kirde, 1939; Giere, 1932; Orviku, 1933 и др.), хорошо совпадают с полученными в последнее время (Климатический атлас ЭССР, 1970; Савицкий, 1965; И. Эсару, 1959 и др.). Ниже приводятся некоторые данные о ветровом режиме на территории Эстонии, в основном по И. Эсару.*

Для всей территории республики, в том числе и для Эстонского района берегов, в течение года характерны юго-западные, западные и

* J. Eesaru. Tuuled ja hoovused Eesti rannikul. 1959. Дипломная работа. Рукопись хранится в фондах кафедры географии Тартуского государственного университета.

южные ветры, составляющие 42—50% от ветров всех направлений (из них юго-западные — 17—25%).

В распределении направлений и силы ветра наблюдаются известные закономерности. Весной господствуют западные и южные ветры. Преобладающая скорость их от 0 до 5 м/сек; большей силой обладают южные ветры. Летом преобладают ветры западных румбов со средней скоростью от 0 до 5 м/сек.

Осенью заметно преобладают наиболее сильные юго-западные и южные ветры. Повышаются среднемесячные скорости ветра. Максимум штормовых дней приходится на октябрь—декабрь. Осенью в процентуальном отношении преобладают сильные ветры. Зимой наряду с юго-западными и южными ветрами дуют и юго-восточные. В конце зимы и ранней весной частыми являются восточные ветры.

Приведенные данные свидетельствуют об интенсивной циклонической деятельности в бассейне Балтийского моря. Наиболее частые и, в общем, более сильные ветры юго-западного квадранта. Среднегодовая скорость их в Ристна 7,5, в Вилсанда в Рижском заливе и проливах Западно-Эстонского архипелага 5,6—6,7, в районе Финского залива 4,8—6,0 м/сек. Юго-восточные и восточные ветры сравнительно слабые — средняя скорость их 2,4—4,7 м/сек. На северном побережье Эстонии чаще дуют и северо-западные ветры со средней скоростью 6,1—6,8 м/сек.

В пределах Эстонского района в скорости ветров и в частоте смены их направления отмечаются определенные отклонения, как территориальные, так и временные (рис. 3). Весной и летом средняя скорость ветра (в м/сек) меньше, чем осенью и зимой, и уменьшается в направлении к суше. Меньшая скорость ветров характерна особенно для берегов Вяйнамери.

На рис. 3 для Таллина, Ристна и Пярну приведены также розы

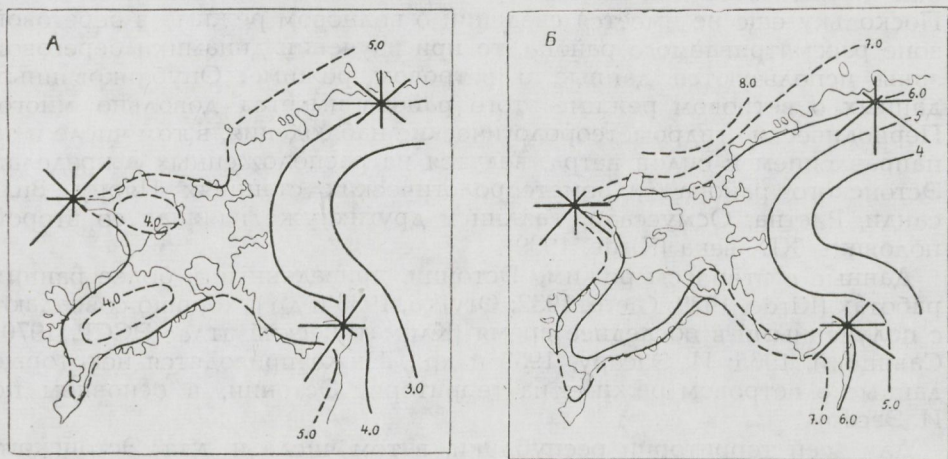


Рис. 3. Средняя месячная скорость ветра (м/сек) и повторяемость направлений ветра (%). (Климатический атлас Эстонской ССР, 1970).

А — июль; Б — декабрь.

ветров, указывающие на различия в частоте смены направления ветров в этих пунктах.

На берегах Финского и Рижского заливов и Западно-Эстонского архипелага преобладают, согласно среднегодовым данным, слабые ветры со скоростью до 5 м/сек (55—65%); умеренные ветры (6—10 м/сек) составляют на побережьях Финского и Рижского заливов 20—30%, а на западном побережье Западно-Эстонского архипелага 30—40%. Очень сильные ветры наблюдаются редко. Так ветры со скоростью 11—15 м/сек составляют 4—10%, более 15 м/сек — 1—4%. В Эстонии штормы со скоростью более 18 м/сек — редкое явление.

По данным С. И. Савицкого (1965), в период 1948—1964 гг. ветры со скоростью 20 м/сек и более наблюдались в Эстонии всего 299 дней, из них 272 дня — со скоростью ветра 20—25 м/сек, 24 дня — со скоростью 26—30 м/сек и 3 дня — более 30 м/сек. Повторяемость ветров 20 м/сек и более в период 1948—1964 гг. по месяцам показана на рис. 4. Летом сильные ветры очень редки, их число резко возрастает при переходе к зимним месяцам, причем максимум падает на ноябрь. Наибольшее количество дней с сильными ветрами в году отмечается на открытом морском побережье (рис. 5) и уменьшается в направлении к суше.

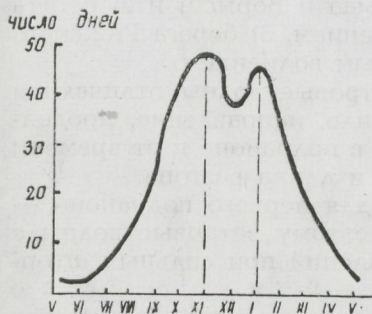


Рис. 4. Повторяемость ветра 20 м/сек и более. 1948—1964 гг. (Савицкий, 1965).

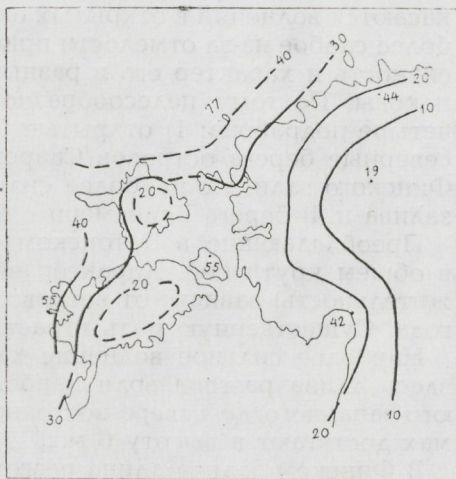


Рис. 5. Среднее и наибольшее число дней с сильным ветром в год. (Климатический атлас Эстонской ССР, 1970).

Как показывает роза ветров (рис. 6), наиболее часто повторяются сильные ветры южного, юго-западного, западного и северо-западного румбов. Орканоподобные ветры наблюдаются очень редко: так, например, 17 сентября 1954 г. в Ристна скорость ветра достигала 40 м/сек; особой силой отличался ветер 6 августа и 19 октября 1967 г., когда скорость его в Вилсанди и Ристна доходила порывами до 34—35 м/сек.

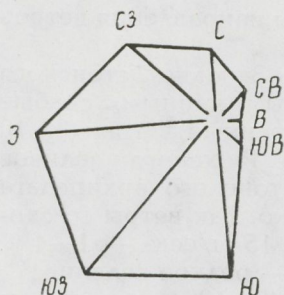


Рис. 6. Роза ветров при ветре 20 м/сек, и более за 1948—1964 гг. (Савицкий, 1965).

Два года спустя, 2 ноября 1969 г., опять разразился ураган, и скорость ветра в Вилсанди порывами составляла уже 45 м/сек.

Несмотря на редкую повторяемость сильных ветров (около 10 дней в году), они все же играют важную роль в динамике береговой зоны.

Волнение

Как уже отмечалось, данных о параметрах волнения в береговой зоне Эстонского района не имеется. Приводимые в литературе данные касаются волнений в открытых акваториях. В береговой зоне волнение более слабое из-за отмелости прибрежного моря. В то же время интенсивность и характер его в разных местах Эстонского района не одинаковы. Поэтому целесообразно было подразделить весь район на четыре подрайона: 1) открытые берега Балтийского моря (западные и северные берега островов Сааремаа, Хийумаа и Вормси) и 2) берега Финского залива с наиболее сильным волнением, 3) берега Рижского залива и 4) берега Вьянамери с более слабым волнением.

Преобладающие в Эстонском районе ветровые волны отличаются в общем крутизной. Характер волнения (сила, направление, продолжительность) зависит от ветрового режима в подрайоне и от времени года. Существенную роль играет при этом и длина разгона.

Наиболее сильное волнение характерно для первого подрайона — здесь длина разгона волн наибольшая и поэтому ветровые волны с юго-западного до северо-восточного направлений при сильных штормах достигают в высоту 6 м.

В Финском заливе длина разгона волн меньше, и этим объясняется меньшая высота (не превышает 2—3 м) и длина (до 30—70 м) ветровых волн, образующихся здесь в основном при ветрах от западного до восточного направлений.

Несмотря на значительные размеры акватории Рижского залива, ветровые волны здесь из-за малых глубин менее высокие — наибольшая высота их 1,8—2,5 м, длина 30—50 м. Наибольшее влияние на динамику берегов этого подрайона оказывают волны с южных направлений.

Наиболее слабое волнение характерно для проливов Вьянамери, где акватория небольшая, глубина воды незначительная и ветры ослабленные. Поэтому высота волн здесь не превышает 1,25—2 м, и волны длиной 10—15 м наблюдаются очень редко.

В этом подрайоне в связи с небольшими размерами замкнутой акватории практически равноценное значение в динамике береговой зоны имеют волнения всех направлений, а их роль в характере динамики береговой зоны зависит главным образом от экспозиции последней.

Что касается волнового режима в пределах современной береговой зоны, то следует отметить, что из-за отмелей берегов забурунивание волн здесь начинается на большом расстоянии от средней береговой линии и зона забурунивания обычно широкая.

Значительное влияние на волновой режим в пределах современной береговой зоны оказывают сгонно-нагонные явления, обусловленные главным образом ветровым режимом.

Во время сгона забурунивание волн происходит дальше от берега в сторону моря, чем при среднем уровне воды, так как ослабленные в зоне забурунивания волны при сгонной воде часто не достигают берега, и абразионная и аккумулятивная деятельность волн проявляется только на подводном береговом склоне.

Во время нагонного уровня воды ослабленные в зоне забурунивания волны все же доходят до берега со значительной силой — таким образом, основная преобразующая работа волн на берегу связана с более или менее высоким нагонным уровнем воды.

Сгонно-нагонные колебания уровня воды

Уровень Балтийского моря в целом, в частности Рижского и Финского заливов и Вяйнамери, подвергается периодическим и аperiodическим колебаниям. К первым относятся приливо-отливные и сейшевые колебания, ко вторым — сгонно-нагонные.

Приливы в Эстонском районе берегов выражены очень слабо — средняя амплитуда приливо-отливных колебаний уровня составляет лишь несколько сантиметров. Незначительна также амплитуда сейшевых колебаний уровня, из которых наибольшие вызваны резким изменением давления воздуха во время прохождения циклонов. Амплитуда их в основном не превышает 20—30 см (Лоция Балтийского моря, ч. I, 1948).

В Эстонском районе большое влияние на динамику берегов оказывают колебания уровня воды, вызванные воздействием ветра на водную поверхность, т. е. сгоны и нагоны. Общее, или региональное, понижение уровня воды (сгоны) связано с длительными ветрами северных и восточных направлений, а соответствующее повышение его (нагоны) — с ветрами южных и западных направлений.

Сгонно-нагонные колебания уровня воды носят здесь закономерный характер. Ежегодно наблюдается два максимальных и два минимальных стояния уровня: максимальное — в августе и декабре-январе, минимальное — в апреле-мае и октябре, но бывают и значительные отклонения от этой закономерности.

При сильных ветрах с открытого моря и сильном волнении местный нагон воды может произойти быстро. Но с утиханием ветра и волнения (в связи с изменением их направления) происходит и быстрый сгон воды. Амплитуда колебаний уровня воды при этом меньше на открытых волнению берегах и наибольшая в вершинах удлинённых акваторий.

Так, 19 октября 1967 г. во время ураганного ветра и сильного шторма в вершине Пярнуского залива уровень воды поднялся и в течение нескольких часов был на 255 см выше среднего многолетнего уровня, а 2 ноября 1969 г. там же, примерно при таких же условиях нагонный уровень был на 196 см выше этого уровня (Toom Saaremaa, 1970). Примерно такие же кратковременные резкие повышения уровня воды

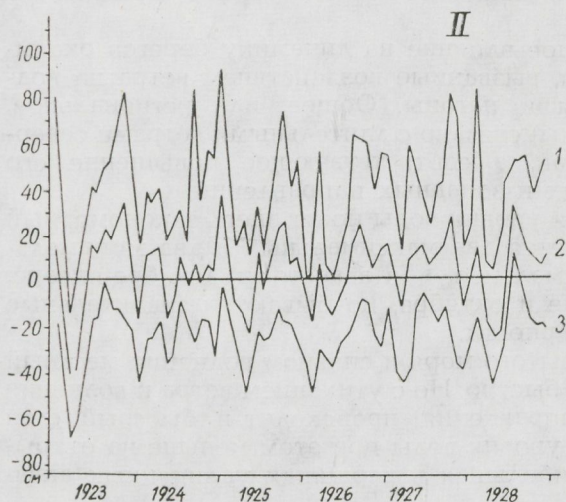
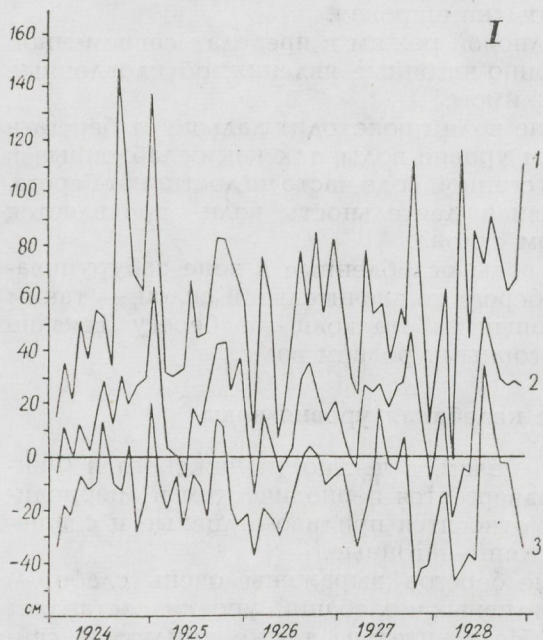


Рис. 7. Графики колебания уровня сгонно-нагонных вод за 1923—1928 гг. в Пярну (I) и Таллине (II) (Wichmann, 1930).

Уровни: 1 — максимальный; 2 — средний; 3 — минимальный.

наблюдаются и в других заливах и проливах Эстонского района во время сильных (ураганных) ветров. Так, в г. Хаапсалу зарегистрировано максимальное нагонное повышение уровня воды на 265 см, превышающее средний многолетний уровень (Савицкий, 1965). В заливе Матсалу 1 февраля 1937 г. сгонный уровень воды был на 78 см ниже нормального, а нагонный уровень 19 ноября 1937 г. поднялся на 151 см выше нормального — таким образом амплитуда колебаний в заливе Матсалу в течение одного года достигла 229 см. На рис. 7 приведены кривые нагонно-сгонных колебаний уровня воды в 20-х годах настоящего столетия в Пярну (I) и в Таллине (II) (Wichmann, 1930). Как будет показано дальше, такое колебание уровня воды влияет в значительной мере на динамику современной береговой зоны: во время сильного нагона и одновременного сильного шторма на берегу, который при нормальном уровне кажется уже отмирающим, может произойти значительная абразия или аккумуляция.

Ледовый режим

Для Эстонского района берегов Балтийского моря характерно большее или меньшее замерзание моря в зимний период. При этом с точки зрения динамики береговой зоны имеет значение не только сплошное замерзание моря или его отдельных частей, но и образование припая и даже только замерзание наносов на берегу. Следует учесть и то, что холода осенью и потепление весной наступают постепенно, прерывисто, в результате чего замерзание и оттаивание пород и наносов на берегу может происходить повторно, а это способствует морозному выветриванию пород и наносов и влияет на ход абразии и аккумуляции на берегу. Необходимо поэтому коротко охарактеризовать температурный режим воздуха в пределах современной береговой зоны.

Среднемесячная температура воздуха в Эстонском районе негативная в декабре, январе, феврале и марте. В это время наибольшее количество холодных дней в месяце (в 1922—1935 гг.) отмечается в Вилсанди — 18—25, Пярну — 24,7—27,7 и Таллине — 24,7—27,8. Однако уже в ноябре и еще в апреле бывает сравнительно много дней с негативными температурами (в Вилсанди соответственно 7,6 и 12,1, Пярну — 17,6 и 15,5, в Таллине — 14,4 и 17,8), и заморозки наблюдаются даже в октябре и мае (Kirde, 1939). Все это показывает, что замерзание и оттаивание пород и наносов чередуется на берегах Эстонского района уже начиная с ноября, а в некоторые годы даже с октября и отмечается еще и в апреле. Такие температурные условия в большей или меньшей мере ослабляют волновую деятельность в современной береговой зоне, в частности в осенние месяцы, до образования на море постоянного сплошного ледяного покрова.

Приведенные данные, а также рис. 8 А, Б показывают, что более высокие температуры воздуха прослеживаются на западных и северо-западных открытых берегах района, а более низкие — в направлении к материковой части района. От температуры воздуха зависят льдообразование, распространение и продолжительность существования ледяного покрова в акватории Балтийского моря в пределах Эстонского района: в теплые зимы ледяной покров образуется только в мел-

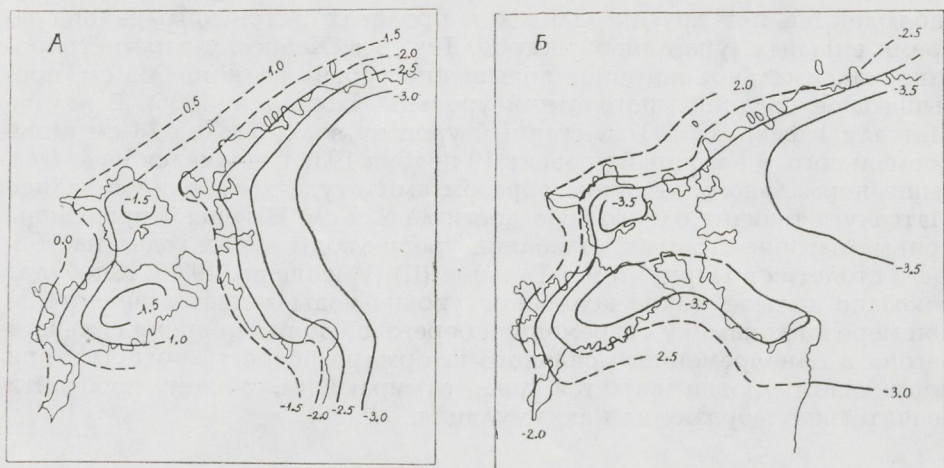


Рис. 8. Средняя месячная температура воздуха в декабре (А) и в марте (Б). (Климатический атлас Эстонской ССР, 1970).

ководных частях Вьянамери, в северной части Рижского залива и в небольших заливах, а в суровые зимы — и в открытом море, западнее островов Сааремаа и Хийумаа. Акватория Финского залива занимает в этом отношении промежуточное положение (Järvekülg, Veldre, 1963).

Образование ледяного покрова начинается обычно в середине декабря (Mardiste, 1967). Наибольшее распространение сплошного ледяного покрова наблюдается в начале марта. Продолжительность существования его разная; в пределах акватории Вьянамери и в Рижском заливе до 90 дней, а в южной части Финского залива увеличивается в восточном направлении, в открытых же водах Балтики, западнее островов Сааремаа и Хийумаа, ледяной покров обычно отсутствует. Освобождение моря от покрова льда начинается в марте и заканчивается в первой половине мая. О появлении и исчезновении льда в разных частях Эстонского района дает представление табл. 1.

Мощность ледяного покрова зависит от суровости зимы. Максималь-

Таблица 1

Появление и исчезновение льда (Mardiste, 1967)

Пункты наблюдения	Появление льда			Окончательное освобождение ото льда		
	в среднем	наиболее раннее	наиболее позднее	в среднем	наиболее раннее	наиболее позднее
Таллуна	30. XII	20. XI	23. II	2. IV	7. II	12. V
Пярну	27. XI	30. X	14. I	26. IV	26. II	19. V
Таллин	7. I	3. XI	12. III	6. IV	6. II	11. V

ные значения ее в Финском заливе, в Вьянамери и в северной части Рижского залива достигают почти 1 м (Mardiste, 1967).

Замерзание моря в Эстонском районе, таким образом, в значительной мере сокращает срок деятельности волнения в современной береговой зоне. В последней может также образоваться торосистый морской лед, местами оказывающий большое влияние на формирование берегов. Торосообразование наблюдается наиболее часто на берегах Вьянамери и Рижского залива, т. е. в сравнительно замкнутых водоемах, где плавучие льды при благоприятных условиях образуют торосы значительной величины. Например, в январе 1957 г. в вершине Пярнуского залива образовались ледяные горы высотой до 15 м (табл. II, 3) Аналогичные данные приводятся в литературе начиная с 1863 года (Keyserling, 1863 и др.). Торосы образуются в начале зимы, когда лед еще тонкий, в середине зимы и весной при освобождении акватории от ледяного покрова (Лоция Балтийского моря, ч. I, 1948). Торосообразованию сопутствует выталкивание на берег прибрежных донных наносов, в том числе и эрратических валунов значительной величины (табл. II, 4; Орвику Каарел, 1965б). Напором льда могут быть разрушены ранее сформировавшиеся береговые образования, повреждена задернованная поверхность берега и т. д.

Климатическое районирование береговой зоны

Местные климатические условия в Эстонском районе берегов колеблются в значительных пределах. Это позволяет подразделить район на несколько подрайонов, отличающихся друг от друга преобладающими направлениями ветров и волнения, силой волнения, температурным режимом воздуха и ледовитостью поверхности в той или другой части акватории. При этом наиболее существенным критерием является открытость береговой зоны в сторону моря. Подразделение современной береговой зоны Эстонского района на местные климатические подрайоны в общем совпадает с климатическим районированием примерно той же территории, осуществленным А. Райком (Райк, 1967, рис. 2). Так как в данном случае районирование проведено исходя из влияния климатических факторов на интенсивность геологических процессов в современной береговой зоне, то целесообразно было объединить некоторые подрайоны А. Райка и несколько изменить их границы, а также дать выделенным подрайонам другие названия.

Эстонский район берега в целом можно подразделить на две крупные части (рис. 9). В первой (I) части района, подвергающейся сильному воздействию циклонических ветров и соответствующего волнения, на открытых берегах, за исключением вершинных частей заливов, местные стонно-нагонные явления проявляются довольно слабо. Вторая (II) часть района больше защищена от воздействия сильных циклонических ветров и характеризуется более слабым волнением, однако здесь местные стонно-нагонные явления играют большую роль в динамике береговой зоны, продолжительность существования сплошного ледового покрова больше и ледяные торосы значительной величины образуются чаще.

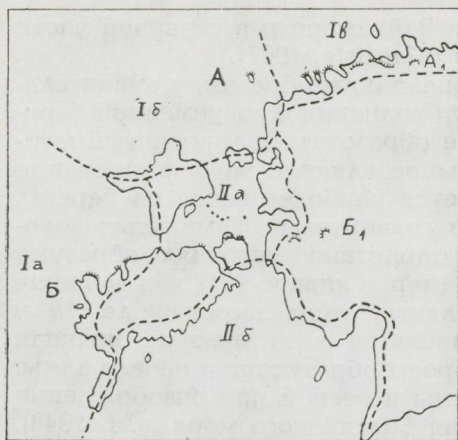


Рис. 9. Климатические подрайоны в Эстонском районе берегов Балтийского моря.

I — часть района, доступная сильному волнению; II — часть района защищенная от сильного волнения; Ia — подрайон западных берегов островов Сааремаа и Хийумаа; Ib — подрайон северо-западных и северных берегов островов Хийумаа, Vormsi и Северо-Западной Эстонии; Iв — подрайон северных берегов Северной Эстонии; IIa — подрайон берегов Вяйнамери; IIб — подрайон берегов северной части Рижского залива. А-А₁ — Северо-Эстонский глинт; Б-Б₁ — Западно-Эстонский глинт.

Открытую в сторону моря часть (I) Эстонского района можно подразделить на следующие подрайоны: подрайон западных берегов островов Сааремаа и Хийумаа (Ia); подрайон северо-западных и северных берегов островов Хийумаа, Vormsi и Северо-Западной Эстонии (Iб); подрайон северных берегов Северной Эстонии (Iв).

В подрайоне Ia преобладают частые и сильные южные, юго-западные, западные и северо-западные ветры и сильное волнение соответствующих направлений. Ледовитость моря здесь наименьшая и, соответственно этому, продолжительность волновой деятельности в течение года наибольшая.

Подрайон Iб характеризуется в основном сильными западными, северо-западными и северными ветрами и сильным волнением соответствующих направлений. Амплитуда сгонно-нагонных явлений здесь больше, чем в первом подрайоне. Ледовитость моря, в частности в вершинах более крупных заливов, увеличивается в восточном направлении.

В подрайоне Iв преобладают сильные северо-западные, северные и северо-восточные ветры и сильное волнение тех же направлений. Сгонно-нагонные явления имеют почти такой же характер, как и в подрайоне Iб. Ледовитость моря значительно больше, чем в подрайоне Iб, и быстро увеличивается в восточном направлении. По ледовитости и, следовательно, по продолжительности воздействия волн в течение года подрайон Iв близок к подрайонам IIa и IIб.

Защищенную от сильного волнения часть (II) Эстонского района можно подразделить на подрайон берегов Вяйнамери (IIa) и подрайон берегов северной части Рижского залива (IIб).

Подрайон IIa со всех сторон ограничен в большей или меньшей мере сушей и поэтому здесь ветры и волнения более слабые, чем в других подрайонах. Кроме того, длина разгона волн небольшая, море неглубокое, что, в свою очередь, не способствует образованию крупных волн. В то же время сплошная ледовитость акватории здесь наибольшая, и в связи с относительной замкнутостью последней влияние на береговую зону торошения морского льда более сильное, чем в других районах.



3. Ледяные торосы высотой до 15 м в вершине Пярнуского залива. Январь 1957 г.



4. Выпаханная торосистым льдом широкая борозда на юго-западном берегу о-ва Сааремаа. На переднем плане напорный вал из донных наносов с эрратическими валунами.

Подрайон IIб характеризуется сильными юго-восточными, южными и юго-западными ветрами, обуславливающими эпизодически сильные нагоны, в частности в Пярнуском заливе. Из-за небольшой длины разгона волн и незначительной глубины моря волнение здесь более слабое, чем в первых трех подрайонах. Однако вследствие относительной замкнутости и мелководья сплошная ледовитость и торошение морского льда воздействуют на береговую зону примерно так же, как и в подрайоне IIа.

Все изложенное показывает, что при изучении динамики и развития береговой зоны Эстонского района следует уделять внимание не только общим климатическим условиям, но и местному проявлению их в том или другом климатическом подрайоне.

ИЗМЕНЕНИЯ В ПОДРАЙОНАХ

В Эстонском районе берегов Балтийского моря в коренные подрайоны делится по нескольким местам в зависимости от их влияния на отлив и прилив. В подрайонах Iа и Iб в течение зимы происходит их расчленение и на подрайонном уровне. Изменяется характер их взаимодействия с морем и на дне открытого моря. На основании этого можно сказать, что сформировавшаяся линия не совпадает с границей распространения нижней палеолитической породы в Эстонском районе и поэтому образует подрайонную границу. В подрайонах Iа и Iб в течение зимы происходит их расчленение и на подрайонном уровне. Изменяется характер их взаимодействия с морем и на дне открытого моря. На основании этого можно сказать, что сформировавшаяся линия не совпадает с границей распространения нижней палеолитической породы в Эстонском районе и поэтому образует подрайонную границу. В подрайонах Iа и Iб в течение зимы происходит их расчленение и на подрайонном уровне. Изменяется характер их взаимодействия с морем и на дне открытого моря. На основании этого можно сказать, что сформировавшаяся линия не совпадает с границей распространения нижней палеолитической породы в Эстонском районе и поэтому образует подрайонную границу.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Нижнепалеозойские породы

В Эстонском районе берегов Балтийского моря коренные породы обнажаются во многих местах, в частности на активных и отмирающих клифах. Подводными работами в пределах современной береговой зоны прослежено их распространение и на подводном береговом склоне. Известны выходы нижнепалеозойских пород и на дне открытого моря. На основании этого можно заключить, что современная береговая линия не совпадает с границей распространения нижнепалеозойских пород в Эстонском районе, и последние образуют целостный покров нижнепалеозойских осадочных пород, независимо от того, находятся их выходы на современной суше или на морском дне.

Нижнепалеозойские породы (рис. 10; Геология СССР, том. XXVIII, 1960) имеют незначительное южное падение (3—4 м на 1 км) и поэтому в небольших обнажениях кажутся горизонтальными. В более крупных обнажениях, например на глинтах мыса Пакри и о-ва Вяйке-Пакри, моноклинальное залегание слоев хорошо прослеживается. Благодаря этому выходы более древних горизонтов сменяются в направлении с севера на юг выходами все более молодых горизонтов.

Наиболее древними слоями, обнажающимися в береговой зоне Эстонского района, являются слои нижнекембрийских, слабо сцементированных песчаных и глинистых пород. Они обнажаются здесь только на южном берегу Финского залива, западнее г. Таллина — на клифе Какумяэ, на низком клифе на п-ове Суурупи, в нижних частях клифов Раннамыйза, Тюрисалу и Пакри. Кембрийские породы прослеживаются также на подводных абразионных террасах (бенчах) названных клифов. Породы эти сравнительно малоустойчивы против абразии. Более устойчив светлый мелкозернистый песчаник тискресской свиты, в чем можно убедиться хотя бы на примере клифа Пакри.

К наиболее легко абрадируемым породам на берегу Финского залива относятся породы нижнего ордовика — слабо сцементированный оболочный песчаник и тонкослоистый, легко поддающийся выветриванию диктионемовый сланец пакерортского горизонта, особенно же рыхлый глауконитовый песчаник латорпского горизонта. Из них в современное время на берегу абразии подвергается лишь последний, например на клифе Вяйке-Пакри, где из-за незначительной устойчивости этого песчаника к абразии легко вырабатываются волноприбойные ниши. Там же на подводном береговом склоне — бенче обна-

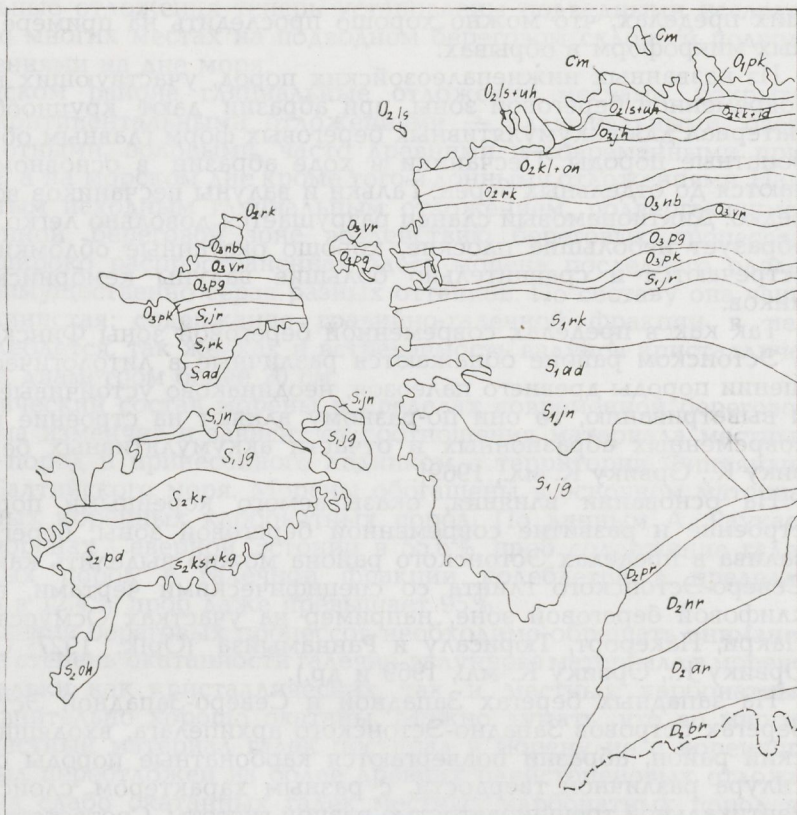


Рис. 10. Геологическое строение Эстонского района берегов Балтийского моря (Eesti Nõukogude Entsüklopeedia, kd. 2., 1970). На схеме приведены с соответствующими индексами выходы горизонтов кембрия (Cm), ордовика (O₁, O₂, O₃) силура (S₁, S₂) и девона (D₂)

жаются диктионемовый сланец и оболочный песчаник, которые в настоящее время уже мало разрушаются волнами.

На клифах берегов Финского залива и прилегающих островов Суури и Вяйке-Пакри, Осмуссаар в строении современных берегов участвуют еще нижнеордовикские и, частично, среднеордовикские карбонатные породы. Они слоистые (мощность слоев от нескольких до 20 сантиметров), неодинаковой твердости, с редкими тонкими глинистыми и мергелистыми прослоями. Системы вертикальных перекрещивающихся трещин двух направлений в этих породах (северо-западного и северо-восточного) способствуют абразии известняковых слоев и обрушиванию крупных глыб с клифов.

Нижне- и среднеордовикские карбонатные породы, обнажающиеся на берегу Финского залива, сравнительно устойчивы к абразии и обычно обуславливают образование отвесных клифовых стенков. Однако вследствие значительной литологической и текстурной неоднородности этих слоев их устойчивость к абразии колеблется в боль-

ших пределах, что можно хорошо проследить на примере абразионных микроформ в обрывах.

Из названных нижнепалеозойских пород, участвующих в строении современной береговой зоны, при абразии дают крупнообломочный материал для аккумулятивных береговых форм главным образом карбонатные породы. Песчаники в ходе абразии в основном размельчаются до отдельных зерен. Гальки и валуны песчаников встречаются редко. Диктионемовый сланец разрушается довольно легко, но все же образует небольшие плоские, хорошо окатанные обломки. Местами встречаются и сравнительно большие валуны кембрийских песчаников.

Так как в пределах современной береговой зоны Финского залива в Эстонском районе обнажаются различные в литологическом отношении породы древнего палеозоя, неодинаково устойчивые к абразии и выветриванию, то они по-разному влияют на строение и развитие современных абразионных и отчасти аккумулятивных берегов (Орвику К., Орвику К. мл., 1969).

На основании влияния, оказываемого коренными породами на строение и развитие современной береговой зоны, берег Финского залива в пределах Эстонского района можно выделить как подрайон Северо-Эстонского глинта со специфическими чертами, присущими клифовой береговой зоне, например на участках Осмуссаар, Вяйке-Пакри, Пакерорт, Тюрисалу и Раннамыйза (Орик, 1927; Giese, 1932; Орвику К., Орвику К. мл., 1969 и др.).

На западных берегах Западной и Северо-Западной Эстонии и на берегах островов Западно-Эстонского архипелага, входящих в Эстонский район, абразии подвергаются карбонатные породы ордовика и силура различной твердости, с разным характером слоистости и с вертикальной трещиноватостью разной густоты. Соответственно этому карбонатные породы неодинаково устойчивы к абразии. Отмеченные различия определяют ряд индивидуальных черт в строении абразионных форм в современной береговой зоне.

Большинство упомянутых карбонатных пород дает при абразии крупнообломочный материал. Величина и форма обломков во многом зависят от твердости пород, характера их слоистости и трещиноватости. Обычно это плоские, более или менее окатанные обломки, образующие скопления галечника, щебня и гравия.

Влияние устойчивых к абразии биогермов ягарахуского горизонта на строение и развитие современных абразионных берегов коренных пород, залегающих вдоль северных берегов островов Кесселайд, Муху и Сааремаа и, частично, на западном крае последнего, настолько значительное, что позволяет выделить их в пределах Эстонского района как подрайон Западно-Эстонского глинта.

Четвертичные отложения

В Эстонском районе четвертичные отложения представлены в основном гляциальными отложениями последнего оледенения. Они распространяются почти повсеместно и на суше, и на дне моря, так как в прошлом материковым льдом были покрыты весь бассейн Балтийского моря и прилегающие к нему территории.

Гляциальные отложения теперь установлены подводными исследованиями во многих местах на подводном береговом склоне и подводными бурениями на дне моря.

В Эстонском районе гляциальные отложения местами покрыты разными континентальными отложениями — аллювиальными, озерными, болотными, золовыми, часто древними и современными прибрежными, а на морском дне кроме того и донными отложениями. Наиболее частым исходным гляциальным отложением, подвергающимся в современной береговой зоне воздействию береговых процессов, является широко распространенная здесь морена последнего оледенения, преимущественно серая разных оттенков. По составу она чаще всего суглинистая: содержание гравийно-галечной фракции в ней сильно колеблется, так же, как и встречаемость валунов кристаллических пород диаметром более 20 см.

Литологический состав морены в пределах современной береговой зоны весьма изменчив и зависит от соотношения материала местных коренных пород и принесенного ледником с территории Финляндии и со дна Балтийского моря. Морены обогащены в основном материалом местных коренных карбонатных пород. По данным А. Раукаса (1962), в моренах Северной Эстонии в 55,6% проб содержание галек карбонатных пород в галечной фракции колеблется в пределах 80—95% и в 12,4% проб даже превышает 95%.

При изучении береговых процессов необходимо обращать внимание на форму и степень окатанности галечно-валунного материала в морене. Обычно гальки как кристаллических, так и местных карбонатных пород сравнительно хорошо окатаны. Можно думать, что во многих случаях местный материал галек поступал в морену не с коренного ложа, а был переотложен из более древних плейстоценовых отложений. Форма слабо окатанных галек местных карбонатных пород во многом определяется структурными и текстурными особенностями последних. Крупные валуны из местных слоистых карбонатных пород в морене обычно не встречаются.

В пределах береговой зоны морена содержит сравнительно много галек и валунов. Она довольно хорошо противостоит размыву, так как крупнообломочный материал при ее размыве остается на месте и образует остаточный каменный покров — защитную отмостку, предохраняющую морену от дальнейшего размыва. Такое влияние вымываемых галек и валунов на ход размыва морены наблюдается во многих местах моренной береговой зоны. Поскольку в изучаемом районе морена широко распространена, то она, несомненно, играет большую роль в строении и развитии современной береговой зоны.

Флювиогляциальные пески, гравий и галечники в Эстонском районе встречаются реже, чем морена. В пределах современной береговой зоны их распространение трудно проследить, так как они обычно покрыты прибрежно-морскими отложениями, а первоначальные формы рельефа флювиогляциальных накоплений сглажены деятельностью волн. Судя по широкому распространению песчано-гравийных и галечных наносов на некоторых участках современной береговой зоны (например, на о-ве Харилайд и др.), можно полагать, что исходным материалом для них послужили именно флювиогляциальные отложения. Гравийно-галечный материал местных карбонатных пород

в названных отложениях лучше окатан, чем в морене из того же района. Это объясняется тем, что во флювиогляциальных отложениях материал подвергался более длительной и интенсивной механической обработке. Флювиогляциальные отложения — пески, гравий, и галечники — везде рыхлые и легко поддаются размыву. Однако и в этом случае размыв или будет ослаблен, или полностью прекратится при образовании защитной отмостки из более грубообломочного материала.

На побережье Эстонии широко распространены в виде ленточных глин и отложения приледниковых озер, например на равнине речной системы Казари и на Пярнуской равнине. Бурением они установлены также в ряде районов на дне прибрежного моря. Но эти отложения неизвестны в пределах современной береговой зоны Эстонского района. Причина этого, вероятно, заключается в том, что ленточные глины сравнительно легко поддаются размыву. В то же время они дают мало материала для прибрежных отложений, так как составляющие их тонкие частицы выносятся в основном в более глубокие участки моря.

Так как Эстонский район в настоящее время входит в область постепенного поднятия земной коры, то зона воздействия волнения постепенно смещается в сторону моря. Поэтому в современной береговой зоне древние болотные и озерные отложения не встречаются.

Определенное участие в строении современного морского берега принимают и более древние прибрежные отложения, оказавшиеся в ходе развития берегов в зоне разрушительного действия волн. Так, древние прибрежные песчано-гравийные отложения и дюнные пески размываются на берегу Валгеранд, Ярве, а также у Ниназе и Мынту, где они залегают над мореной. В некоторых местах вследствие изменения режима поступления нового каменного материала размываются недавно образовавшиеся гравийно-галечные береговые валы (Калана, Кюдема, Лооде и др.) Необходимо отметить также, что местами, например на о-ве Вяйке-Пакри, мысе Пакри, в Охесааре, разрушению подвергаются древние береговые валы на бровке современного активного клифа, что объясняется постепенным отступанием его.

Рельеф коренных пород

Современный рельеф территории Эстонии, в том числе и Эстонского района берегов Балтийского моря, в общих чертах предопределен древним рельефом коренных пород (Орвику, 1955; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Рельеф этот выработался в основном в неогене (вероятно, в плиоцене) в виде эрозионно-денудационных форм. Наиболее характерны из них куэстообразные формы рельефа, обусловленные моноклинальным слабым падением слоев в южном направлении и литологическими различиями их комплексов.

В Эстонском районе крупной формой рельефа поверхности ордовикских и силурийских карбонатных пород является Северо-Эстонское плато, которое на севере граничит с впадиной Финского залива — Северо-Эстонским глинтом, прослеживающимся западнее островов Пакри и на дне моря. В южном направлении плато постепенно пони-

жается в сторону Средне-Эстонской низины и впадины Рижского залива.

Характерным элементом древнего рельефа являются древние долины, врезанные в коренные породы на глубину более чем ста метров ниже уровня моря и целиком или частично заполненные четвертичными отложениями. В Эстонском районе древние долины прослеживаются, например, в г. Таллине, в приустье р. Вяэна, в районе нижнего течения р. Казари и в других местах. Долина праэрики Казари, по всей вероятности, продолжается на дне моря в западном направлении, севернее островов Муху и Сааремаа. Здесь необходимо обратить внимание на то, что древние долины, расчленившие северный край Северо-Эстонского плато на ряд глинтowych полуостровов и

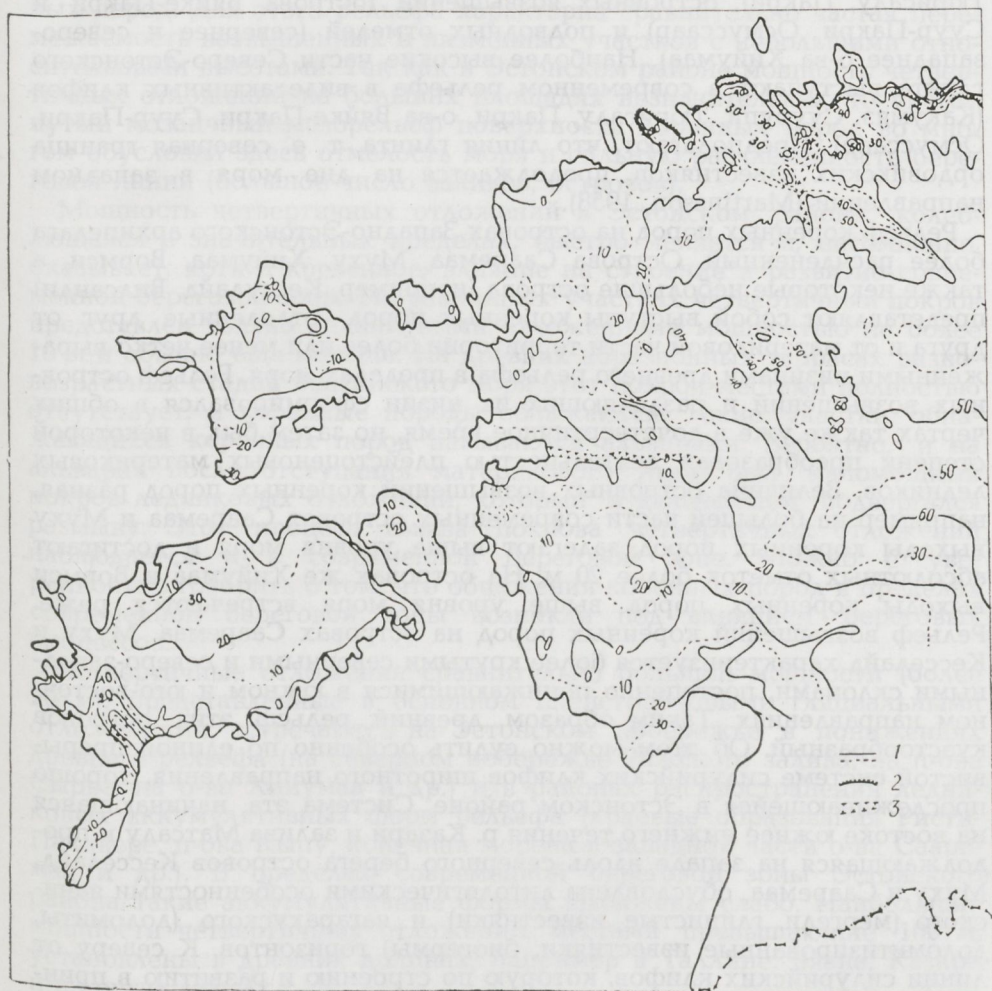


Рис. 11. Схема рельефа поверхности дочетвертичных пород в Эстонском районе берегов Балтийского моря (Раукас и др., 1971).

1 — изогипсы, проведенные через 10 м; 2 — Северо-Эстонский глинт; 3 — древние долины.

мысов, прослеживаются в виде глубоких глинтовых заливов или бухт северного или северо-западного направления (см. Таммеканн, 1940).

Рельеф поверхности коренных пород в Эстонском районе в общем равнинный и пологий. Материковая часть его постепенно понижается в северо-западном, западном и в юго-западном направлениях (рис 11). Лишь в окрестностях Пярнуского залива, а также в пределах предполагаемой древней долины в низовьях реки Казари поверхность коренных пород в материковой части территории лежит ниже уровня моря.

Северный край Северо-Эстонского плато в пределах Эстонского района расчленен, по всей вероятности, древними эрозионными долинами, на ряд глинтовых полуостровов и мысов (Какумяэ, Суурупи, Тюрисалу, Пакри), островных возвышений (острова Вяйке-Пакри и Суур-Пакри, Осмуссаар) и подводных отмелей (севернее и северо-западнее о-ва Хийумаа). Наиболее высокие части Северо-Эстонского глинта выступают в современном рельефе в виде активных клифов (Какумяэ, Суурупи, Тюрисалу, Пакри, о-ва Вяйке-Пакри, Суур-Пакри, Осмуссаар). Предполагают, что линия глинта, т. е. северная граница ордовикских известняков, продолжается на дне моря в западном направлении (Martinson, 1958).

Рельеф коренных пород на островах Западно-Эстонского архипелага более расчлененный. Острова Сааремаа, Муху, Хийумаа, Вормси, а также некоторые небольшие острова (например, Кессулайд, Вилсанди) представляют собой выступы коренных пород, отделенные друг от друга и от материковой части территории более или менее четко выраженными низинами древнего рельефа в пределах моря. Рельеф островных возвышений и разделяющих их низин сформировался в общих чертах также уже в дочетвертичное время, но затем был в некоторой степени преобразован деятельностью плейстоценовых материковых ледников. Величина островных возвышений коренных пород разная, например на большей части современных островов Сааремаа и Муху выходы коренных пород залегают выше уровня моря и достигают абсолютных отметок более 20 м. На островах же Хийумаа и Вормси выходы коренных пород выше уровня моря встречаются реже. Рельеф возвышений коренных пород на островах Сааремаа, Муху и Кессулайд характеризуется более крутыми северными и северо-западными склонами, постепенно понижающимися в южном и юго-восточном направлениях. Таким образом, древний рельеф этих островов куэстообразный. Об этом можно судить особенно по единой прерывистой системе силурийских клифов широтного направления, хорошо прослеживающейся в Эстонском районе. Система эта, начинающаяся на востоке южнее нижнего течения р. Казари и залива Магсалу и продолжающаяся на западе вдоль северного берега островов Кессулайд, Муху и Сааремаа, обусловлена литологическими особенностями яниского (мергели, глинистые известняки) и ягарахуского (доломиты, доломитизированные известняки, биогермы) горизонтов. К северу от линии силурийских клифов, которую по строению и развитию в принципе можно сравнить с Северо-Эстонским глинтом, расположено довольно большое понижение в рельефе коренных пород. К югу от нее находятся платообразные возвышения коренных пород юго-восточного направления — рельеф пластовых возвышений, охарактеризо-

ванный уже в середине прошлого столетия на о-ве Муху Ф. Шмидтом (Schmidt, 1854) и позже описанный Х. Хаузенем (Hausen, 1913 и др.) в различных местах Эстонии как друмлинизированный рельеф поверхности коренных пород. Такой характер древнего рельефа в значительной мере определяет и развитие современного коренного берега, например распространение клифов вдоль Западно-Эстонского глинта.

К мезоформам рельефа поверхности коренных пород относятся пластовые возвышения, уступы и низины широтного направления. Пластовые возвышения расчленены эрозионно-денудационными и ледниковыми процессами на ряд друмлинообразных возвышений юго-восточного направления. Такое сочетание мезоформ способствовало образованию в Эстонском районе волнисто-равнинного рельефа коренных пород. Для этого рельефа характерна сравнительно частая перемежаемость возвышенных и низменных участков с небольшими относительными высотами. Так как в Эстонском районе мощность четвертичных отложений на больших площадях незначительная, то упомянутый мозаичный мезорельеф поверхности коренных пород во многом обусловил здесь отмелость моря и сильную расчлененность береговой линии (большое число заливов, островов).

Мощность четвертичных отложений в Эстонском районе, колеблящаяся в значительных пределах, быстро меняется и, несомненно, оказывает, хотя и косвенное, влияние на строение и развитие современной береговой зоны. На равнинных участках четвертичный покров представлен только ледниковыми отложениями мощностью не более 10 м и обычно еще меньше. На древних абразионных террасах разновозрастных стадий Балтийского моря этот покров местами полностью отсутствует, и коренные породы обнажаются. Такие участки обнажающихся коренных пород называются альварами. Вероятно, и на альварах после отступления материкового льда был маломощный покров ледниковых отложений, который в дальнейшем подвергся размыву. Этот процесс смыва покрова четвертичных отложений наблюдается и в современной береговой зоне. Можно с уверенностью говорить о том, что обнажения коренных пород в пределах современной береговой зоны возникли под влиянием береговых процессов.

Четвертичные отложения сравнительно большой мощности (более 20 м), представленные в основном плейстоценовыми гляциальными отложениями, встречаются на Эстонском побережье в понижениях древнего рельефа (на северном побережье Рижского залива, на п-ове Сырве, на о-ве Хийумаа и др.) и в районах распространения ледниковых аккумулятивных форм рельефа (краевые образования Ристи-Паливере, п-ова Кыпу, конечная морена в западной части о-ва Сааремаа и др.). В пределах современной береговой зоны Эстонского района такие аккумулятивные формы выражены слабо. Наибольшие мощности четвертичных отложений, местами превышающие 100 м, установлены в древних долинах, например в Таллине, Вязна, Казари и в других местах.

Ледниковый рельеф

Доплейстоценовый рельеф поверхности коренных пород в плейстоцене подвергся экзарационной деятельности материковых льдов. Хотя при этом были преобразованы, а частично и уничтожены многие мезоформы древнего рельефа, все же древний рельеф, в частности крупные формы его, в общих чертах сохранился и во многом определил характер современного рельефа территории, что можно объяснить незначительной мощностью четвертичных отложений на больших площадях.

Аккумулятивные формы ледникового рельефа в рассматриваемом районе образовались во время последнего оледенения, в конце позднего плейстоцена. Однако они были в значительной мере преобразованы деятельностью моря — после отступления ледников вся территория Эстонского района была покрыта водами Балтийского моря и лишь постепенно освобождалась из-под вод его разновозрастных стадий. Об этом свидетельствуют многочисленные древние береговые образования.

После отступления ледников последнего оледенения на территории Эстонского района широко распространились равнины основной морены. Однако они нигде не сохранились в своем первоначальном виде, а преобразованы деятельностью волн в разновозрастные абразионно-аккумулятивные террасы. В первичном виде моренные равнины представляли собой слабоволнистые равнины. Во многих случаях волнистость их была обусловлена волнистостью рельефа поверхности коренных пород и неодинаковой мощностью моренного покрова.

Моренные равнины распространяются также в современной береговой зоне, они продолжаются и за ее пределами на дне мелководного моря. В пределах современной береговой зоны они преобразованы в валунные бенчи или покрыты маломощным слоем прибрежных наносов, а на дне моря — мелкозернистыми донными отложениями.

В Эстонском районе местами встречаются невысокие, вероятно годичные, конечные морены. В современном рельефе на размытых слабоволнистых моренных равнинах, например в западной части п-ова Сырве, они выражены нечетко (Ogviik, 1935). Морфологически почти так же слабо выделяются в рельефе пологие друмлины, например на п-ове Тыстамаа, имеющие ядро из коренных пород и покрытые плащом морены.

Слабоволнистые моренные равнины, небольшие пологие конечные морены и друмлины во многом обуславливают строение и развитие современной береговой зоны. Пологость рельефа и частая перемежаемость небольших возвышений и понижений равнинного рельефа предопределяют отмелость прибрежного моря со многими небольшими отмелями и островами, полуостровами и мысами, иными словами очень большую извилистость береговой линии, особенно характерную для берегов Вяйнамери и Рижского залива (южные берега о-ва Сааремаа, юго-западные берега п-ова Тыстамаа). Поэтому здесь особенно широко представлены отмелые низменные берега.

Такие формы ледникового рельефа, как радиальные и маргинальные озы, камы и зандры, состоящие из флювиогляциальных и частично из лимногляциальных отложений, в пределах современной береговой

зоны Эстонского района морфологически трудно устанавливаются, так как, если они здесь и встречались, то в настоящее время их первичная форма сильно изменена. Флювиогляциальные формы рельефа пока не установлены и на морском дне за пределами современной береговой зоны, хотя теоретически они могут там и встречаться. В Эстонском же районе побережья Балтийского моря соответствующие формы рельефа, например краевые образования в западной части о-ва Сааремаа и в Ристи-Паливере (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971), в прошлом оказывали большое влияние на строение и развитие морских берегов.

Тектонические движения земной коры

Эстонский район, расположенный на южном склоне Балтийского щита, подвергался характерным для последнего колебательным движениям земной коры в позднеледниковое время и в голоцене (Орвику, 1960 и др.).

Благодаря детальному и многостороннему исследованию древних береговых образований Эстонии Ф. Шмидтом, В. Рамзеем, К. Пярна и другими авторами, а в последнее время Х. Кессел (Кессел, 1961; Кессел, Мийдел, 1973), с достаточной полнотой изучены суммарное тектоническое поднятие земной коры и интенсивность его на территории Эстонии в позднеледниковое время и в голоцене (Орвику, 1960; Кессел, Мийдел, 1973). Поднятие было более интенсивным в Эстонском районе, где в упомянутое время в значительной мере воздействовало на ход развития морских берегов. Исходя из этого оно и было при-

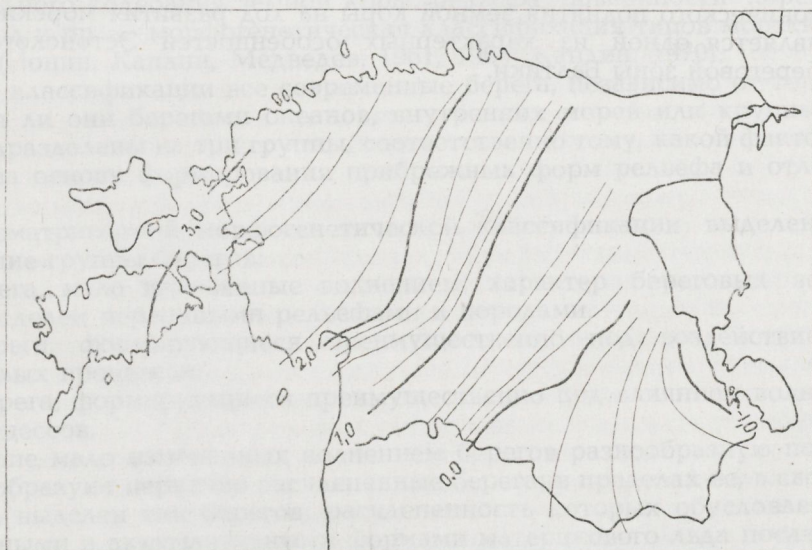


Рис. 12. Современные тектонические движения на территории Эстонской ССР (Eesti Nõukogude Entsüklopeedia, kd. 2., 1970). Линии показывают скорость движения (мм/год), установленную по данным повторных точных нивелировок.

нято за одну из основ при выделении Эстонского района береговой зоны Балтийского моря (Orviku, K., Orviku, Kaarel, 1961).

Тектоническое поднятие Эстонского района продолжается и в настоящее время. Об этом свидетельствуют продолжающееся отступление моря и расширение суши. Последнее частично связано с накоплением наносов в условиях мелкого моря и поэтому само по себе не является достаточным доказательством существования тектонического поднятия.

Несомненное тектоническое поднятие Эстонского района в современное время установлено повторными точными нивелировками (Желнин, 1963 и др.), выполненными в материковой части Эстонии. Выяснилось, что в Эстонском береговом районе земная кора поднимается со скоростью 2—3 мм в год (рис. 12). На островах Западно-Эстонского архипелага повторные нивелировки пока не выполнялись. Существование поднятия в пределах этих островов можно предположить как по аналогии (отступление моря и расширение суши), так и по высотному положению древних береговых образований (Кессел, 1961 и др.).

Современное тектоническое поднятие земной коры оказывает существенное влияние на развитие морских берегов в Эстонском районе. В условиях пологого дна мелководного моря вследствие постепенного тектонического поднятия, проявляющегося в относительном понижении уровня моря, в прибрежные процессы постепенно включаются всё новые и новые участки морского дна и в то же время выключаются участки активной береговой зоны. Так происходит постепенное перемещение современной береговой зоны в сторону моря. Этим и объясняется кратковременность влияния прибрежных процессов на геологическое развитие определенной береговой зоны. Такое влияние тектонического поднятия земной коры на ход развития морских берегов является одной из характерных особенностей Эстонского района береговой зоны Балтики.

О МОРФОГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ СОВРЕМЕННОЙ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ ЭСТОНИИ

Приступая к описанию подтипов современной береговой зоны, встречающихся в Эстонском районе берегов Балтийского моря, следует прежде всего рассмотреть некоторые вопросы ее классификации.

В последнее время классификации современной береговой зоны уделяется много внимания. При этом подчеркивается, что для современных берегов еще нельзя дать такую классификацию, в которой были бы отражены все специфические черты их строения и развития. Поэтому вполне возможно существование одновременно нескольких классификаций, взаимно дополняющих друг друга.

В то же время наблюдается стремление выработать такую классификацию, которая удовлетворяла бы всем требованиям в максимальной мере. В этом направлении много сделано советскими учеными. Ими выработана с учетом взаимодействия ряда природных факторов — волнения, эвстатического колебания уровня воды, тектонического вертикального колебания земной коры, рельефа поверхности коренных пород и пр. — морфогенетическая классификация типов морских берегов (Ионин, Каплин, Медведев, 1961, 1964; Каплин, 1970).

В этой классификации все современные берега, независимо от того, являются ли они берегами океанов, внутренних морей или крупных озер, подразделены на три группы, соответственно тому, какой фактор принят за основу формирования прибрежных форм рельефа и отложений.

В рассматриваемой морфогенетической классификации выделены следующие группы берегов:

I. Берега, мало измененные волнением; характер береговых зон предопределен первичными рельефами и породами.

II. Берега, формирующиеся преимущественно под воздействием неволновых процессов.

III. Берега, формирующиеся преимущественно под влиянием волновых процессов.

В группе мало измененных волнением берегов разнообразную подгруппу образуют первично расчлененные берега; в пределах ее, в свою очередь, выделен тип берегов, расчлененность которых обусловлена эрозионными и аккумулятивными формами материкового льда последнего оледенения — 6-й тип по П. А. Каплину (1973). Современные береговые зоны Эстонского района, несомненно, можно было бы частично отнести к этому типу морских берегов. В этом районе на отмелях и низменных береговых участках, находящихся, например,

в волновой тени, влияние волновой деятельности очень слабое, и поэтому первичный рельеф их почти не изменен — четкие абразионные и аккумулятивные береговые образования отсутствуют, а очертания береговой линии почти полностью обусловлены неровностями первичного рельефа. В общем, можно сказать, что исходной стадией для большинства морских берегов Эстонского района явились морские берега ледниково-эрозионного расчленения. Береговая зона этого типа в Эстонском районе все же в большей или меньшей мере преобразована волнением в выравнивающиеся берега (подгруппа III группы берегов). Хорошо экспонированные берега Эстонского района на довольно большом протяжении являются типичными абразионными и аккумулятивными. Но в то же время в районе их распространения не отмечается значительного выравнивания первично расчлененного берега (сохранилось много полуостровов, заливов и островов).

Береговую зону Эстонского района можно отнести к типу абразионно-аккумулятивных бухтовых берегов — 20-му типу по П. А. Каплину (1973). Для этого типа в Эстонском районе характерна абразия различной интенсивности (абразионные обрывы, абрадированный подводный береговой склон). С абразионными участками береговой зоны непосредственно связаны и аккумулятивные, куда каменный материал поступает с соседних абразионных участков или непосредственно с подводного берегового склона. На берегах этого типа интенсивность накопления наносов также различная.

Таким образом, для Эстонского района в целом характерны выравнивающиеся абразионно-аккумулятивные бухтовые берега. Этот тип берега представлен здесь начальным этапом своего развития, т. е. встречающиеся здесь сопряженные абразионно-аккумулятивные системы развивались в течение короткого времени и поэтому не успели в значительной степени выровнять первичную исходную береговую линию. Причиной кратковременного развития одновозрастных сопряженных абразионно-аккумулятивных систем является, как уже отмечалось, постепенное поднятие земной коры и непродолжительная волновая деятельность в конкретной береговой зоне.

В Эстонском районе встречаются и такие участки береговой зоны, которые, вероятно, развиваются в основном под влиянием неволновых факторов. К таким участкам можно отнести низменную илистую береговую зону. Однако для нее характерна слабая аккумуляция мелкозернистых отложений и поэтому она отнесена к типу выравнивающих абразионно-аккумулятивных бухтовых берегов.

Среди современных морских берегов Эстонии, находящихся за пределами Эстонского района, встречаются выровненные берега, например южнее г. Пярну и восточнее пос. Азери, т. е. там, где из-за более слабого поднятия земной коры активная береговая зона находилась в течение длительного времени более или менее на одном уровне и поэтому первичная расчлененность ее почти полностью уничтожена волновой деятельностью. Учитывая характер современной береговой зоны в названных двух районах, можно сказать, что среди современных морских берегов Эстонии выравнивающиеся абразионно-аккумулятивные бухтовые берега местами достигли геоморфологической зрелости и сменились уже берегами типа подгруппы выровненных берегов, например восточнее Мерикюла — аккумулятивным выровненным

берегом — 23-й тип берега по Каплину (1973), а между Мерикюла и Азери — в основном аккумулятивным берегом с отмирающим клифом — 24-й тип берега по Каплину (1973).

Для древних берегов Эстонии характерны также выравнивающиеся абразионно-аккумулятивные бухтовые берега, которые отмирали на первых этапах своего развития по причинам, названным выше в связи с рассмотрением развития современных берегов. И в прошлом было довольно много берегов с почти первичной расчлененностью, которые в таком виде и законсервировались. Но в тех случаях, когда береговая зона длительное время подверглась волновой деятельности (относительная трансгрессия в анциловой и литориновой стадиях), в ряде мест формировались типы берега, входящие в подгруппу выровненных берегов (Кессел, Раукас, 1967).

При описании современной береговой зоны Эстонии неоднократно подчеркивалось, что строение, динамика и развитие ее тесно связаны с предшествующей геолого-геоморфологической историей территории. Древние рельеф, породы и отложения влияют на развитие не только современной береговой зоны Эстонии, но они оказывали влияние на развитие и всех древних береговых образований, широко распространенных на эстонском побережье.

Исходя из сказанного, можно подойти к вопросу о том, какое место занимает Эстонский район в морфогенетической классификации типов побережья (Ионин, Каплин, Медведев, 1964), охарактеризованных на основе их геолого-геоморфологического строения и развития. Эстонский район побережья можно отнести к типу побережий равнин, для которых характерны аккумулятивные образования материковых ледников — 7-й тип побережья (Ионин, Каплин, Медведев, 1964). Необходимо принять во внимание, что Эстонский район побережья, включая Эстонский район берегов, находится в области первичного рельефа, где деятельность материкового льда характеризовалась значительной эрозией (мозаичность рельефа поверхности коренных пород, небольшая мощность ледниковых отложений). Поэтому побережью Эстонского района присущи некоторые черты (многочисленные небольшие острова и полуострова, отмели), позволяющие сравнивать его со шхерным побережьем в Финляндии и Швеции и условно говорить о своеобразном шхероподобном побережье Эстонии.

Современная береговая зона Эстонского района является отмелой. Следует иметь в виду, что степень пологости современной отмелой береговой зоны колеблется в сравнительно широких пределах и соответственно по-разному влияет на характер и интенсивность динамики береговой зоны, а также на ее развитие. Однако уклоны склонов первичного рельефа в современной береговой зоне нигде не достигают величины, которая позволила бы говорить о наличии участков приглубых берегов в Эстонском районе. Но нельзя и отрицать возможности существования на отдельных участках Северо-Эстонского глинта в позднеледниковое время и в голоцене приглубого берега — на это указывает строение и развитие глинта как абразионного берега (Одвигу К., Орвику К. мл., 1969).

Отмелая береговая зона подразделяется на низменную и обрывистую береговые зоны.

Тип выравнивающихся абразионно-аккумулятивных бухтовых бере-

говых зон в Эстонском районе подразделяется на ряд следующих подтипов:

		Подтипы	
отмелые	{ обрывистые { низменные	{ клифовый { уступовый	абразионные
		{ скальный { моренный { галечный { песчаный { илистый	

В Эстонском районе все выделенные подтипы береговой зоны развиваются в условиях медленного тектонического поднятия земной коры и сгонно-нагонных явлений. Исходным для них является гляциальный рельеф и отчасти (коренные береговые зоны) рельеф поверхности коренных пород. Исходя из характера уклона первичного рельефа, все отмелые берега этого района можно подразделить на обрывистые (клифовые и уступовые) и низменные (все остальные подтипы).

По характеру направления деятельности прибрежных процессов к абразионным береговым зонам отнесены следующие подтипы: клифовый, уступовый, скальный, моренный, а к аккумулятивным — галечный, песчаный, илистый.

Критерием для отнесения того или другого участка береговой зоны Эстонского района к абразионной или к аккумулятивной береговой зоне является характер преобладающих прибрежных процессов (абразия или аккумуляция). Их характер можно легко определить в том случае, если следы абразии или аккумуляции как на берегу, так и на подводном береговом склоне рассматриваемого участка береговой зоны однозначны.

В Эстонском районе нередко встречаются участки береговой зоны, в частности галечной донного питания, на подводном береговом склоне которых происходит абразия, а на берегу — только аккумуляция. В этом случае отнесение рассматриваемого участка к аккумулятивной береговой зоне происходит на основании наличия на берегу развивающихся, хорошо выраженных аккумулятивных образований (форм рельефа, наносов).

При отнесении того или другого участка береговой зоны к абразионному или к аккумулятивному подтипу приходится всегда учитывать характер прибрежных процессов во время нагонного уровня воды, так как в условиях сильной отмелости береговой зоны Эстонского района преобладающая абразионная или аккумулятивная деятельность прибрежных процессов отчетливо проявляется в береговой зоне лишь при нагонных уровнях воды, сопутствующих сильным штормам.

Все абразионные береговые зоны рассматриваемых подтипов группируются в зависимости от исходных пород, в которых они развиваются. В коренных породах развиваются подтипы скальных и кли-

фовых береговых зон, образующих подгруппу коренной береговой зоны, в четвертичных — подтипы моренных и уступовых береговых зон, составляющих подгруппу береговой зоны в рыхлых отложениях.

Извилистость береговой линии и наличие большого количества малых островов обуславливают незначительную в общем протяженность тех или других подтипов береговых зон, закономерно сменяющих друг друга. Сравнительно четко прослеживаются небольшие сопряженные абразионно-аккумулятивные системы, характерные для бухтовых берегов.

ПОДТИПЫ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

При описании подтипов береговой зоны Эстонского района вначале дается общая характеристика каждого подтипа, затем приводятся конкретные примеры, проиллюстрированные рисунками (общая легенда рисунков приведена на рис. 13) и фототаблицами I—XXIV. Сначала описываются подтипы абразионной береговой зоны, затем — аккумулятивной.

АБРАЗИОННАЯ БЕРЕГОВАЯ ЗОНА

В Эстонском районе к этим берегам отнесены участки современной береговой зоны, на которых исходные породы и отложения подвергаются абразии или размыву, независимо от степени интенсивности процесса. Это следует подчеркнуть потому, что из-за отмелости береговой зоны абразионная деятельность нередко проявляется здесь очень слабо. Абразия происходит в основном при нагонном уровне вод и штормовом волнении. В таких же условиях совершается и вдольбереговой перенос измельченного размытого каменного материала из абразионной береговой зоны в аккумулятивную. В низменной абразионной береговой зоне абразия (размыв) сравнительно слабая и происходит в основном на подводном береговом склоне. В этом случае на берегу того же участка, где происходит абразия, возникают небольшие скопления наносов донного питания.

Верхней границей современной абразионной береговой зоны следует считать линию, до которой прослеживаются следы активного развития берега. В обрывистой береговой зоне эта граница проводится по бровке обрыва. Установить ее в низменной абразионной береговой зоне иногда очень трудно, так как из-за пологости этой зоны на берегу могут отсутствовать отчетливые следы абразии и размыва.

Нижнюю границу абразионной береговой зоны в Эстонском районе можно провести на дне там, где исчезают следы абразии и размыва и появляются уже мелкозернистые донные отложения. Нередко за зоной абразии и размыва в сторону моря следует еще зона галечно-гравийно-песчаных наносов и лишь после этого на дне появляются мелкозернистые отложения. В зависимости от максимальной величины волн в соответствующей акватории нижняя граница абразионной береговой зоны находится на разной глубине — вплоть до 15 м и даже больше.

Абразионную береговую зону целесообразно подразделить исходя из того, в каких отложениях она выработана — в рыхлых четвертичных отложениях или в коренных породах — на две группы подтипов.

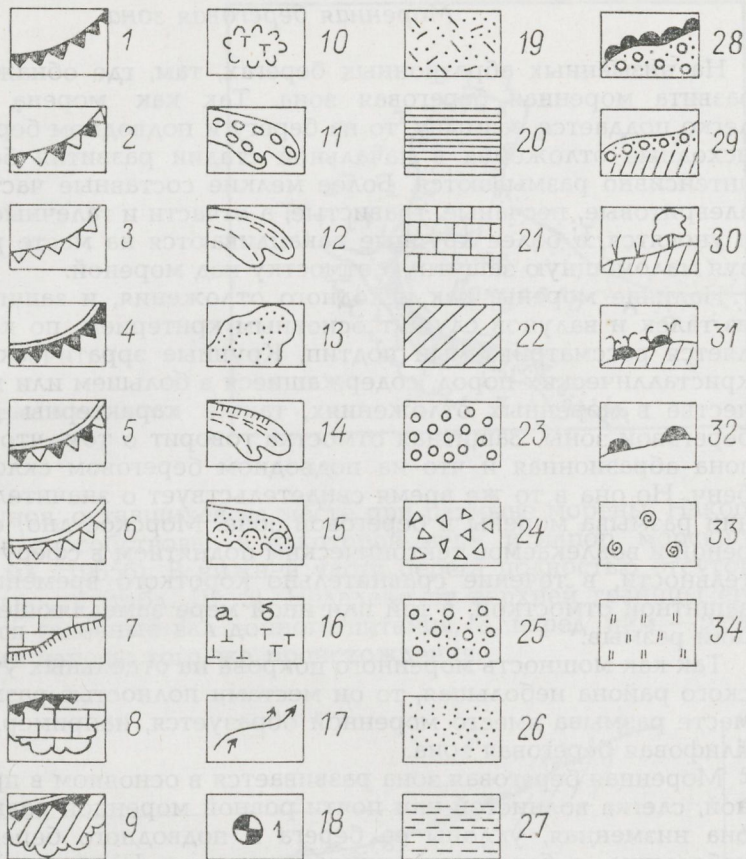


Рис. 13. Условные обозначения, использованные на рис. 14—43.

1 — активный клиф; 2 — отмирающий клиф; 3 — отмерший клиф; 4 — активный уступ; 5 — отмирающий уступ; 6 — отмерший уступ; 7 — подводный обрыв; 8 — бэнч в карбонатных породах; 9 — бэнч в морене; 10 — подводная абразионная форма с валунами; 11 — береговые валы; 12 — береговые валы вдольберегового питания; 13 — береговые валы донного питания; 14 — разрыв береговых валов; 15 — дюны; 16 — валуны; а — надводные, б — подводные; 17 — направления перемещения наносов; 18 — место взятия и номер пробы; 19 — песчаник; 20 — диктионемовый сланец; 21 — карбонатные породы; 22 — морена; 23 — галечник; 24 — щебень; 25 — песчаный галечник; 26 — песок; 27 — ил (алеверит); 28 — защитная отмостка из валунов; 29 — защитная отмостка из галек; 30 — наземная растительность; 31 — подводная растительность; 32 — валуны; 33 — субфоссилии; 34 — растительность прибрежных лугов.

Абразионная береговая зона в рыхлых четвертичных отложениях

В рассматриваемом районе эта береговая зона в четвертичных отложениях наиболее часто представлена морской береговой зоной. Последняя нередко обуславливает в той или иной мере строение и распространение некоторых других подтипов береговой зоны Эстонского района. Поэтому описание подтипов целесообразно начать с этого подтипа.

Моренная береговая зона

На низменных абразионных берегах, там, где обнажается морена, развита моренная береговая зона. Так как морена сравнительно легко поддается размыву, то на берегу и подводном береговом склоне исходные отложения в начальной стадии развития береговой зоны интенсивно размываются. Более мелкие составные части (глинистые, алевритовые, песчаные, гравистые, а отчасти и галечные) вымываются и уносятся, а более крупные накапливаются на месте размыва, образуя маломощную защитную отмостку над мореной.

Наличие морены, как исходного отложения, и защитной отмостки из галек и валунов служит основным критерием, по которому выделяется рассматриваемый подтип. Крупные эрратические валуны из кристаллических пород, содержащиеся в большем или меньшем количестве в моренных отложениях, также характерны для моренной береговой зоны. Защитная отмостка говорит о том, что эта береговая зона абразионная и что на подводном береговом склоне ее развит бенч. Но она в то же время свидетельствует о значительном ослаблении размыва морены в береговой зоне. Морское дно, сложенное мореной и вовлекаемое тектоническим поднятием в сферу волновой деятельности, в течение сравнительно короткого времени покрывается защитной отмосткой, в той или иной мере замедляющей его дальнейший размыв.

Так как мощность моренного покрова на отдельных участках Эстонского района небольшая, то он местами полностью размывается, и на месте размыва вместо моренной образуется, например, скальная или клифовая береговая зона.

Моренная береговая зона развивается в основном в пределах исходной, слегка волнистой или почти ровной моренной равнины. Поэтому она низменная, уклоны ее берега и подводного берегового склона небольшие, а береговая линия извилистая. Незначительные уклоны исходного рельефа часто обуславливают сравнительно большую ширину берега и подводного берегового склона. Поперечный профиль равновесия из-за малых уклонов моренной береговой зоны и в связи с образованием защитной отмостки здесь часто недоразвит.

Моренная береговая зона встречается в Эстонском районе во многих местах. В типичном виде она развита на открытых морских берегах Северной Эстонии (мыс Пяриспеа, западный берег п-ова Виймси, юго-западный берег п-ова Лахепере), на западных берегах о-ва Сааремаа (юго-западный берег п-ова Сырве, у Мельдри и др.), а также на берегах островов Вяйнамери (о-в Тондираху и др.) и в северной части Рижского залива (п-ов Тыстамаа и др.), т. е. там, где широко распространена моренная равнина. На интенсивность развития моренной береговой зоны влияют местные климатические и гидродинамические условия. Моренная береговая зона была широко развита в пределах Эстонского района побережья в прошлом.

Абразионная моренная береговая зона в типичном виде наблюдается на юго-западном берегу п-ова Лохусалу (южный берег Финского залива; рис. 14). Здесь она образовалась на сравнительно крутом склоне исходного рельефа, чем и объясняется небольшая ширина берега (10 м) и подводного берегового склона (рис. 15). Берег покрыт

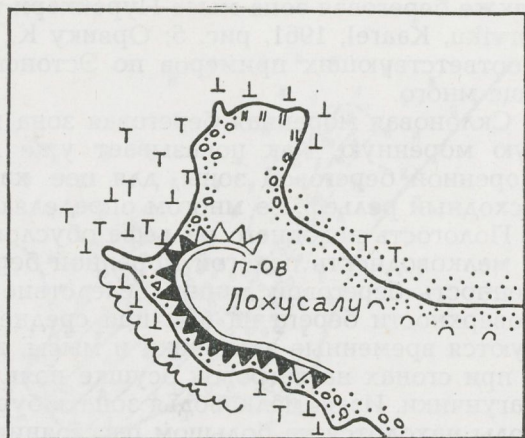


Рис. 14. Схема берегового участка Лохусалу.

покровом валунов, оставшихся на месте при размыве морены. Накоплению валунов способствовал в некоторой мере и напор морского льда (Орвику мл., 1965б). В нижней части берега полностью отсутствует растительность (табл. III, 5). Недалеко от верхней границы его прослеживается галечный вал донного питания, а перед ним — гравийно-песчаные наносы того же происхождения.

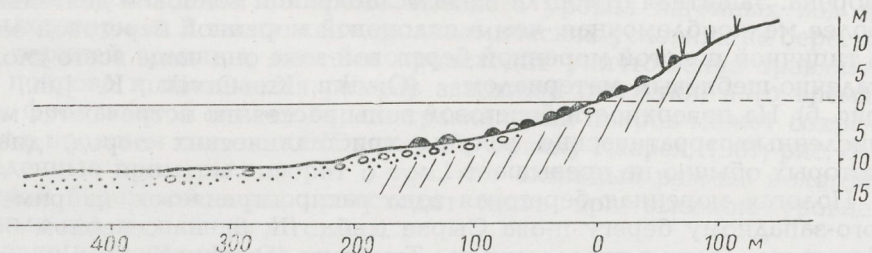


Рис. 15. Поперечный разрез моренной береговой зоны в Лохусалу.

Подводный береговой склон до глубины 7—8 м покрыт защитной отмосткой из валунов. Еще дальше от берега моря между валунами появляются пятна галечника, гравия, песка, и, в конце концов, береговой склон полностью покрывается песчано-гравийными наносами. На этом склоне под мало мощной защитной отмосткой повсюду залегают морена. Такую моренную береговую зону, представленную в типичном виде на п-ове Лахепере, по четко выраженному уклону исходного рельефа можно назвать склоновой моренной береговой зоной. Она обычно встречается на мысах и прилегающих к ним берегах заливов, а также на хорошо экспонированных берегах островов. На это обратил внимание уже Г. Вильбасте, выделив среди берегов Северной Эстонии каменный берег (Vilbaste, 1939). Хорошим примером склоновой моренной береговой зоны в Северной Эстонии является

также береговая зона мыса Пуреккари на п-ове Пяриспеа (Orviku, K., Orviku, Kaarel, 1961, рис. 5; Орвику К., Орвику Каарел, 1961, рис. 7). Соответствующих примеров по Эстонскому району можно привести еще много.

Склоновая моренная береговая зона постепенно переходит в пологую моренную. Как показывает уже название этой разновидности моренной береговой зоны, для нее характерен пологий и ровный исходный рельеф, во многом определяющий ее облик и развитие.

Пологость исходного рельефа обуславливает значительную ширину и мелководность пологой моренной береговой зоны, а также расчлененность береговой линии. Вследствие незначительных неровностей поверхности берега на нем при среднем уровне нагонных вод образуются временные заливчики и мысы, временные прибрежные лужи, а при сгонах на ветровой осушке появляются временные остаточные лагунчики. Из-за мелководья зона забурунивания при среднем уровне воды находится на большом расстоянии от средней береговой линии, и берега достигают лишь слабые, деформированные волны. В результате этого широкий берег покрыт растительностью. Лишь при нагоне вод берег в большей или меньшей мере затопляется, и в этом случае штормовые волны могут активно влиять на его развитие. О положении береговой линии во время того или другого уровня нагонных вод можно судить по валикам плавника, состоящего из тростника или камыша.

На задернованном берегу и на подводном береговом склоне под маломощным покровом защитной отмостки повсюду обнаруживается морена. Защитная отмостка из-за ослабленной волновой деятельности более мелкообломочная, чем в склоновой моренной береговой зоне, а в типичной пологой моренной береговой зоне она чаще всего сложена галечно-щебневым материалом (Orviku, K., Orviku, K. jun., 1969, рис. 6). На поверхности береговой зоны рассеянно встречаются многочисленные эрратические валуны кристаллических пород, диаметр которых обычно не превышает 1 м.

Пологая моренная береговая зона распространяется, например, на юго-западному берегу п-ова Сырве (табл. III, 6), на северном берегу Рижского залива в пределах п-ова Тыстамаа (Orviku, K., Orviku, Kaarel, 1961, рис. 6), на о-ве Ахелайд в Вяйнамери и во многих других местах Эстонского района. Она встречается чаще, чем склоновая моренная береговая зона.

На берегу пологой моренной береговой зоны, на травянистом покрове берега, на большем или меньшем расстоянии от средней береговой линии, нередко в верхней части берега наблюдаются следы активной волновой деятельности — более или менее крупные скопления щебня донного питания, в основном из карбонатных пород. Эти скопления щебня имеют вид или пятен неправильной формы (Орвику К., Орвику Каарел, 1961, рис. 9), или дугообразных, а также прямых береговых валов (рис. 16; табл. IV, 7; Orviku, K., Orviku, K. jun., 1969, рис. 4).

Такие участки пологой береговой зоны, на которых береговые валы донного питания в верхней части берега уже более развиты и имеют большую протяженность, следует отнести к аккумулятивной галечной береговой зоне донного питания.

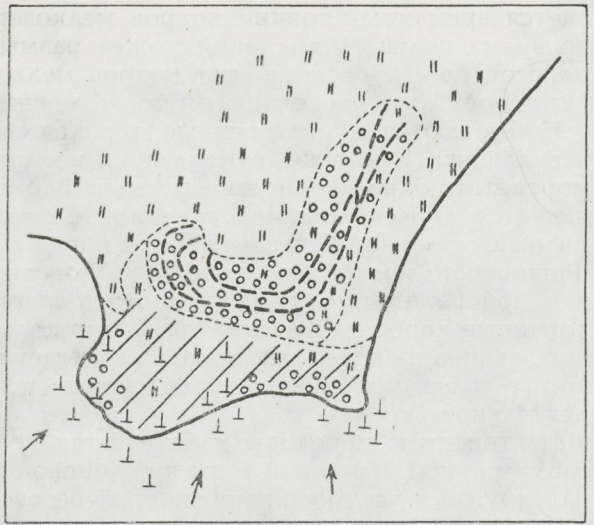


Рис. 16. Схема отдельного дугообразного берегового вала донного питания на о-ве Кыргызлайд.

Скопления щебня на заросших берегах пологой моренной береговой зоны свидетельствуют о временном значительном оживлении абразии на подводном береговом склоне и о выбросе щебня на берег в порядке донного питания (Орвику, 1965а). Подобное оживление береговых процессов наблюдается во время высокого уровня нагонных вод и сильных штормов. В таких же гидродинамических условиях на берегу, у его верхней границы, местами происходит уничтожение травянистого покрова и начинается размыв защитной отмостки, в то время как на фронтальной полосе берега травянистый покров может сохраниться в прежнем состоянии (Орвику К., Орвику Каарел, 1961, рис. 8). Проведенные примеры говорят о том, что активный размыв пологой моренной береговой зоны происходит лишь при высоком уровне нагонных вод и сильных штормах.

Нередко встречаются следы деятельности напорного морского льда (Орвику мл., 1965б), разрушившего местами растительный покров на берегу и оставившего на ветровой осушке широкие, пологие борозды, возникшие при перемещении эрратических валунов в направлении к берегу (табл. II, 4; Орвику К., Орвику Каарел, 1961, рис. 10). Следы деятельности напорного льда являются также нагромождения эрратических валунов на берегу (табл. IV, 8; Orviku, K., Orviku, K. jun., 1969, рис. 6). Деятельность напорного льда в пологой и склоновой моренных береговых зонах происходит обычно при высоком уровне нагонных вод и связана со штормовыми ветрами и волнением.

Во многих местах Эстонского района, пологая моренная береговая зона постепенно переходит в илистую. На берегу моренной береговой зоны над защитной отмосткой залегает тонкий слой песчано-алевритовых наносов, мощность которых по направлению к илистой береговой зоне постепенно увеличивается. Вследствие этого эрратические валуны на берегу как бы «утопают» в наносах. На подводном береговом склоне наблюдается примерно то же самое — на защитной отмостке появ-

ляется временный тонкий покров мелкозернистых наносов, который во время сильного волнения может размываться. В направлении к илистой береговой зоне этот покров мелкозернистых наносов становится все более постоянным и более мощным.

Наблюдаются и постепенные переходы моренной береговой зоны в скальную. Как уже отмечалось, последняя образуется там, где моренный покров полностью размыт. Вдоль берега этот переход проявляется в расположении скальной береговой зоны непосредственно рядом с моренной береговой зоной и еще яснее прослеживается вдоль поперечного профиля первой из упомянутых береговых зон. На берегу и в прибрежной части подводного берегового склона обнажаются коренные карбонатные породы. В мористой части подводного берегового склона на коренных породах залегает морена с защитной отмосткой — здесь моренный покров еще не полностью размыт волновой деятельностью.

Постепенные переходы наблюдаются не только от типичной пологой моренной береговой зоны к склоновой моренной, но также от той или другой к уступовой моренной береговой зоне. Так как последняя по своему морфологическому строению входит в группу обрывистой береговой зоны Эстонского района, то ее следует рассматривать в пределах подтипа уступовой береговой зоны как своеобразную разновидность обрывистой береговой зоны в рыхлых четвертичных отложениях.

Таким образом, низменная моренная береговая зона, в пределах которой наблюдается ряд разновидностей и переходов в другие подтипы береговой зоны, не только очень часто встречается в береговой зоне Эстонского района, но и наиболее разнообразна по своему строению и развитию.

Уступовая береговая зона

Среди обрывистых берегов Эстонского района сравнительно редко встречаются абразионные берега, выработанные в рыхлых, легко размываемых четвертичных отложениях. Образующиеся при размыве абразионные береговые обрывы в случае прекращения размыва быстро осыпаются и превращаются в более или менее крутые уступы-склоны. Высота последних — несколько метров, длина не более 1—2 км. Обрывистая береговая зона в четвертичных отложениях в дальнейшем описывается как уступовая береговая зона. В пределах этого подтипа целесообразно выделить две разновидности, в зависимости от характера слагающих их рыхлых отложений. Уступовая береговая зона в типичном виде выработана в моренных отложениях, но она может образоваться и в сыпучих песчано-галечных сортированных и слоистых отложениях разного происхождения — в верхнеплейстоценовых флювиогляциальных или в древних прибрежных и дюнных отложениях. Выработанную в этих отложениях береговую зону можно назвать уступовой песчано-галечной. Несмотря на ряд общих черт в строении и развитии обеих разновидностей подтипа уступовой береговой зоны, в дальнейшем их характеристика приводится все же раздельно.

Характерным для уступовой моренной береговой зоны является



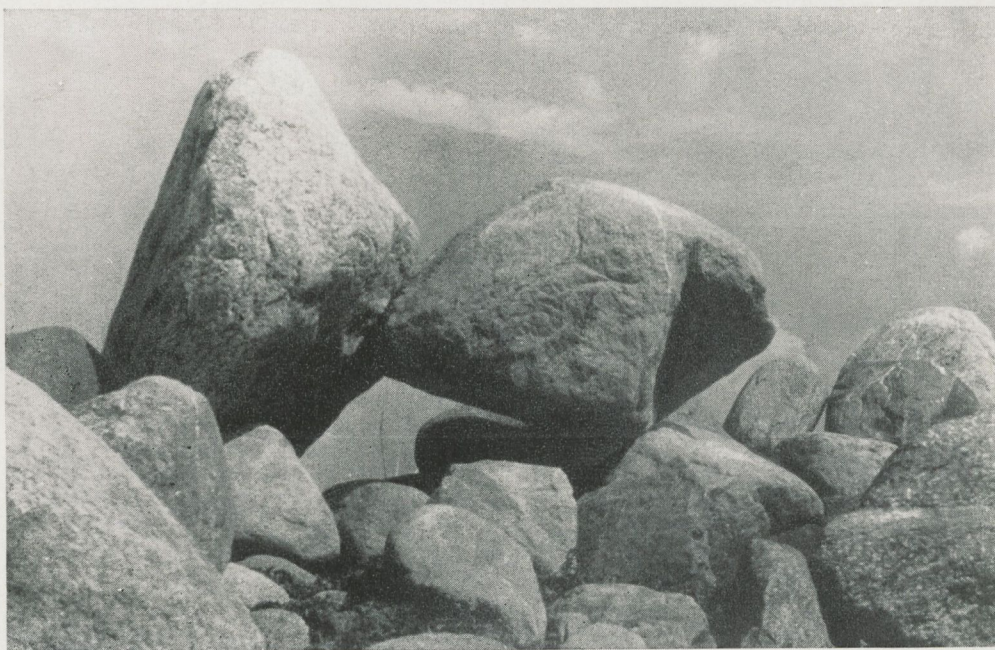
5. Береговая зона в юго-западной части п-ова Лохусалу. Берег и осушка покрыты сплошным покровом защитной отмостки из валунов.



6. Пологая моренная береговая зона в юго-западной части п-ова Сырве, на поверхности которой рассеяны в большом количестве эрратические валуны.



7. Дугообразный галечный береговой вал донного питания в верхней части пологого моренного берега на небольшом острове в Вьянамери.



8. Нагромождение крупных эрратических валунов на берегу, обусловленное напором торосистого льда.



9. Уступовая моренная береговая зона Мынту в юго-восточной части п-ова Сырве.



10. Уступовая береговая зона в восточной части п-ова Ниназе. Уступ выработан в песчано-галечных (верхняя треть) и моренных отложениях.



11. Уступовая песчано-галечная береговая зона Лауласмаа в юго-восточной части п-ова Лохусалу.



12. Галечная полоса на осушке уступовой песчано-галечной береговой зоны Ярве.

береговой обрыв, образующийся при размыве достаточно крутого, сложенного мореной склона исходного рельефа.

Такая абразионная уступовая моренная береговая зона встречается в Эстонском районе редко. Причина этого заключается в том, что исходный гляциальный рельеф, как уже отмечалось, в пределах современной береговой зоны представлен в основном ровной моренной равниной с незначительными возвышениями и низинами, склоны которых в общем пологие. Наиболее хорошо представлена уступовая моренная береговая зона протяженностью примерно в 1 км на юго-восточном берегу п-ова Сырве у Мынту (рис. 17).

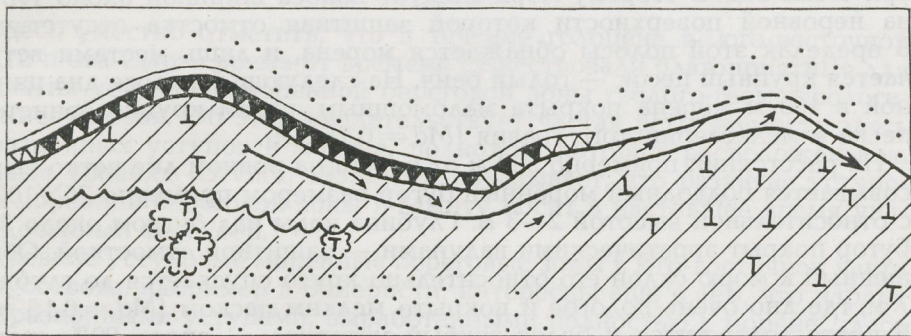


Рис. 17. Морфодинамическая схема берегового участка Мынту.

Здесь к современной береговой зоне подходит древняя прибрежная, заросшая лесом цокольная терраса высотой около 4 м, сложенная мореной и покрытая маломощными древними прибрежными отложениями. Терраса является предпосылкой для образования в современное время уступовой береговой зоны. Кроме того, названный участок берега хорошо экспонирован сильному волнению.

Берег у Мынту (табл. V, 9) представлен абразионным уступом, отделенным от средней береговой линии береговым бенчем шириной около 5 м. Бенч покрыт защитной отмосткой, на которой прослеживается в незначительном количестве рыхлый наносный материал. Встречаются и эрратические валуны. Обрыв частично скрыт осыпями, обвалами и небольшими оползнями. На береговой бенч сползли и обвалились деревья, растущие на древней террасе. Обрыв и осыпи перед ним размываются лишь при уровне нагонных вод и при сильном штормовом волнении.

Подводный береговой склон (рис. 18) в общем пологий (уклон равен 0,010—0,15), глубина воды даже на расстоянии около 500 м от средней береговой линии не превышает 5 м. Строение поперечного профиля подводного берегового склона сложное. На протяжении первых 100 метров от береговой линии морена покрыта защитной отмосткой из валунов, среди которых рассеянно встречаются эрратические валуны; песчано-галечного материала мало. Эта полоса берегового склона представляет собой бенч с защитной отмосткой, частично осушающийся

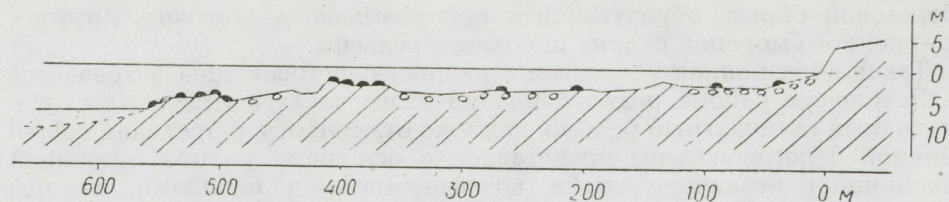


Рис. 18. Поперечный разрез уступовой моренной береговой зоны у Мынту.

при сгоне вод. В сторону моря следует полоса шириной около 100 м, на неровной поверхности которой защитная отмостка отсутствует. В пределах этой полосы обнажается морена, и лишь местами встречается крупный песок — голый бенч. На следующей полосе дна шириной в 150 м морена покрыта маломощным слоем крупнозернистого песка и мелкозернистого гравия ($Md = 0,75$ мм).

На расстоянии примерно 500 м от берега на ровном дне четко вырисовывается подводный моренный бугор размером примерно 75×100 м, с относительной высотой 2—3 м. Глубина воды над бугром около 3 м. Бугор покрыт эрратическими валунами — защитной отмосткой. Обращенный к морю склон его относительно круто спускается до глубины 7 м, где дно очень пологое и покрыто мелким песком ($Md = 0,15$ мм). В песке содержится и более грубый материал — около 20% гравия (коэффициент асимметрии $S_k = 1,84$, коэффициент сортировки $S_o = 0,98$). Этот песок с гравием, по-видимому, является продуктом размыва морены.

Бугры такого же строения встречаются в Мынту на разном расстоянии от берега и на разной глубине. Можно полагать, что эти бугры являются возвышениями исходного гляциального рельефа и состоят из морены с большим количеством эрратических валунов по сравнению с мореной на смежных ровных участках дна. Этим объясняется и значительное скопление валунов на буграх при размыве морены (Орвику К. К. мл., 1964). Такие бугры-банки встречаются и в более глубоководной части моря, на расстоянии 3—4 км от берега. Возможно, эти моренные возвышения с многочисленными эрратическими валунами являются годичными конечными моренами, на распространение которых в юго-западной части п-ова Сырве обратил внимание К. Орвику (Orviku, 1935).

В северной части распространения уступовой моренной береговой зоны Мынту уже прослеживается постепенное отмирание берегового уступа, в то же время ширина подводного берегового склона увеличивается. Хорошо можно проследить отмирание уступовой моренной береговой зоны у Меривялья (западный берег п-ова Виймси; Orviku, K., Orviku, Kaarel, 1961, рис. 7). Можно сказать, что здесь в настоящее время развивается уже пологая моренная береговая зона. В сторону суши берег граничит с почти отмершим уступом, развитым в морене, подножие которого при очень высоком уровне нагонных вод местами еще подвергается слабому размыву. В недавнем геологическом прошлом здесь же существовала активная уступовая береговая зона в морене.

Вымываемый из морены в береговой зоне Мынту, в частности в ее береговом уступе, гравийно-галечный материал перемещается вдоль берега в северном направлении — уступовая береговая зона в этом направлении сменяется небольшой аккумулятивной береговой зоной с галечным пляжем и очень пологим (0,003) подводным береговым склоном с защитной отмосткой на морене и со многими эрратическими валунами. Вымываемый же из морены песок осаждается на дне, главным образом на глубине, превышающей 5—7 м. Такой же постепенный переход уступовой моренной береговой зоны в галечную и последней в песчаную береговую зону особенно хорошо прослеживается на береговом участке Меривяля — Пирита (Орвику Каарел, Орвику, К., 1974).

Здесь уместно отметить, что в течение голоцена в юго-восточной части п-ова Сырве время от времени существовали благоприятные для развития уступовой моренной береговой зоны геолого-геоморфологические условия. Об этом свидетельствует частая встречаемость здесь абразионных уступов в морене, подножия которых расположены на разных уровнях (Orviku, 1935). Это показывает, что развитие уступовой моренной береговой зоны в Мынту носит в настоящее время унаследованный характер.

Древние уступовые моренные береговые зоны в юго-восточной части полуострова, например в Вийеристи, интересны еще и тем, что наряду с абразионными уступами, выработанными полностью в морене, здесь встречаются и такие уступы, нижняя часть которых выработана в морене, а верхняя — в рыхлых слоистых песчано-гравийно-галечных отложениях. Современную уступовую береговую зону такого строения можно проследить на восточном берегу п-ова Ниназе (северный берег о-ва Сааремаа; табл. V, 10; Orviku, K., Orviku, Kaarel, 1961, рис. 3). Верхняя треть этого уступа состоит из грубообломочного галечника, нижние две трети — из морены. Уступ размывается лишь изредка, во время сильных нагонов. Так как галечник над мореной легко осыпается, то уступ почти полностью закрыт шлейфом конусов осыпания, состоящих из крупных галек. На подводном береговом склоне развита валунная защитная отмостка.

Если близ Ниназе уступ в большей части выработан еще в морене, то у Лауласмаа (юго-западный берег п-ова Лохусалу) он полностью состоит из слоистых рыхлых песков, гравия и галечника флювиогляциального происхождения (рис. 19). На этом основании здесь можно выделить уступовую песчано-галечную береговую зону. Уступ размывается здесь также лишь при высоком уровне нагонных вод, обычно же перед его подножием прослеживается шлейф осыпей и временный песчано-гравийно-галечный пляж (табл. VI, 11). Подводный береговой склон сложен мореной и покрыт защитной отмосткой со многими эрратическими валунами. Последнее показывает, что в строении уступовой песчано-галечной береговой зоны может участвовать кроме слоистых и сортированных отложений также морена.

То же самое можно сказать и об уступовой песчано-галечной береговой зоне в Ярве, расположенной на о-ве Сааремаа, несколько севернее корневой части п-ова Сырве. Этот участок является наиболее интересным примером данной разновидности уступовой береговой зоны.

Ярвская уступовая песчано-галечная береговая зона выработана

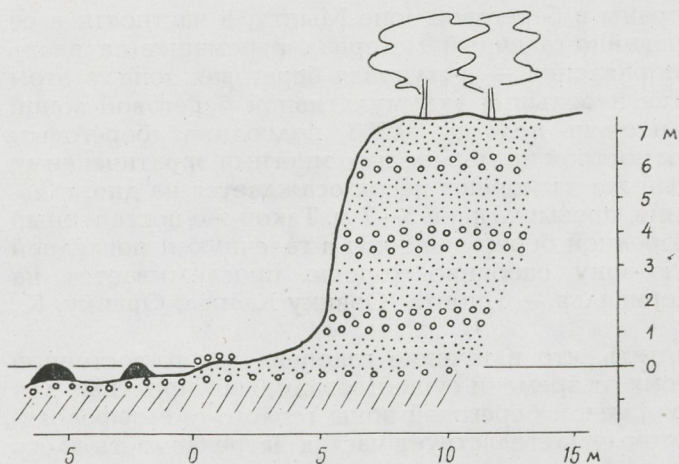


Рис. 19. Поперечный разрез уступовой береговой зоны во флювиогляциальных отложениях у Лауласмаа (см. рис. 39).

в прибрежных слоистых гравийно-песчаных отложениях, содержащих в большом количестве раковины морских моллюсков, образующих местами прослойки. На этих отложениях, образовавшихся в лимниевое время, залегают пески заросших прибрежных дюн лимниевой стадии. В названных выше отложениях выработан абразионный уступ длиной в несколько километров, высотой местами до 8 м (рис. 20). В северном и южном направлении уступ постепенно отмирает.

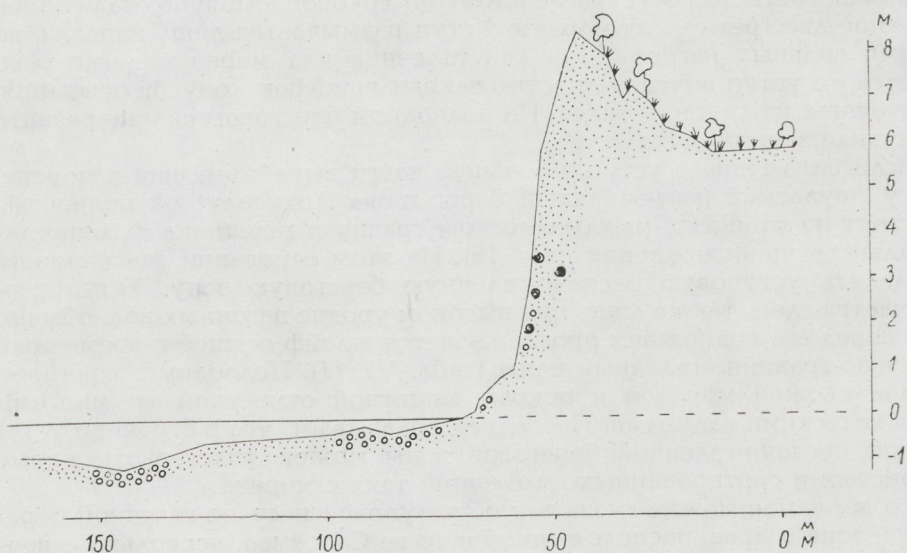


Рис. 20. Поперечный разрез уступовой береговой зоны в древних прибрежных и золовых отложениях у Ярве.

Песчано-гравийный уступ в Ярве размывается только во время нагонного уровня вод, обычно осенью. При низком уровне стонных вод весной и летом нижняя часть уступа из-за рыхлости размываемых отложений покрывается шлейфом осыпей. Уступ сравнительно интенсивно размывается и постепенно отступает в сторону суши, о чем свидетельствуют сосны, обвалившиеся с его бровки.

У подножия уступа простирается пляж шириной до 15 м, сложенный мелким (более 35% мелкопесчаной фракции), хорошо отсортированным ($S_o = 0,8$), красновато-серым кварцево-полевошпатовым песком с относительно высоким содержанием тяжелых минералов.

На пляже встречаются узкие временные галечные валы длиной 50—100 м и местами — скопления галек. Гальки состоят, главным образом, из кристаллических пород. Они вымыты, вероятно, на подводном береговом склоне из морены и выброшены отсюда на берег.

Песок, размывтый в уступе, переносится под воздействием господствующего здесь волнения с южного и юго-восточного направлений в аккумулятивную береговую зону, расположенную севернее.

Уклон подводного берегового склона до глубины порядка 6 м в общем небольшой (около 0,01) и покрыт мелкозернистым песком ($Md = 0,13$).

Подводный береговой склон в Ярве не полностью покрыт песком; на нем прослеживаются прерывистые полосы галечника неправильной формы и разной длины, расположенные в общем параллельно береговой линии (рис. 21). Эти полосы галечника, по-видимому, являются защитной стмосткой над мореной и размываются в зонах забурунивания при разных параметрах волнения. Расположение таких полос в некоторой степени непостоянное.

Первая галечная полоса шириной около 10 м, начинающаяся от средней береговой линии, осушается во время сгона (табл. VI, 12). Вторая галечная полоса расположена на расстоянии примерно 25 м

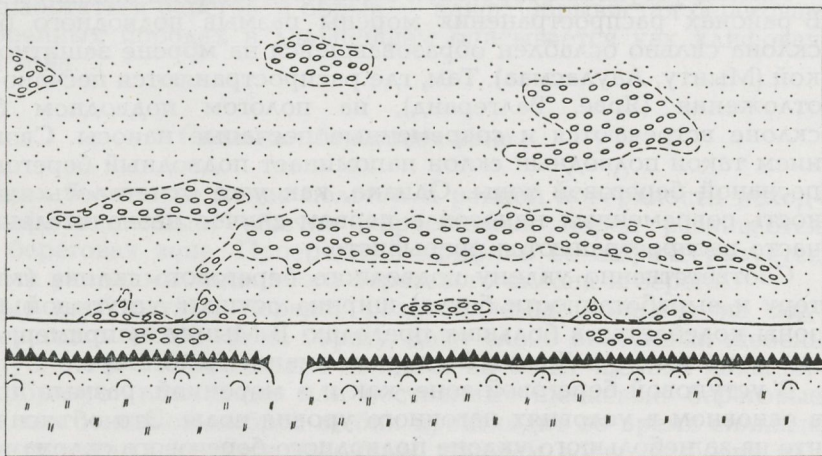


Рис. 21. Схема расположения галечных полос на подводном береговом склоне у Ярве.

от берега и третья — в 150—175 м от берега, на глубине 2—2,5 м. Между первой и второй полосой прослеживается подводный песчаный вал шириной 15 м. На расстоянии 500—600 м от берега, на глубине около 6 м наблюдается прерывистая полоса обнаженной морены. Полосы размыва на подводном береговом склоне свидетельствуют о прерывистости и маломощности покрова современных прибрежных отложений.

Изложенное показывает, что в абразионной уступовой песчано-галечной береговой зоне Ярве размыв происходит как на берегу, так и на подводном береговом склоне главным образом в условиях нагонного уровня воды. Уступовая песчано-галечная береговая зона на участке Валгеранд, расположенном несколько севернее г. Пярну, очень близка по своему строению к таковой в Ярве. В Валгеранд (Orviku, Orviku, Kaarel, 1961, рис. 4) береговой уступ также выработан в древних прибрежных и дюнных песках. В настоящее время он размывается лишь эпизодически при нагонном уровне воды. При сгонном, а также при среднем уровне штормовые волны не достигают даже песчаного шлейфа осыпей у подножия уступа. Пляжевые наносы представлены здесь только песчаными отложениями. На пологом подводном береговом склоне распространяются подводные песчаные валы. В ложбинах между валами местами обнажается морена. Таким образом, и здесь мощность современных наносов на подводном береговом склоне незначительная.

При обобщении некоторых черт строения абразионной уступовой береговой зоны целесообразно подчеркнуть следующее. Эта береговая зона встречается в пределах Эстонского района сравнительно редко вследствие ограниченного распространения подходящего для ее развития исходного рельефа, а не из-за отсутствия волнения соответствующей интенсивности. Правильность такого вывода подтверждается тем, что уступовая береговая зона развита и на берегах Рижского залива, для которых характерна ослабленная волновая деятельность.

Размыв уступовой береговой зоны происходит в основном на берегу. В районах распространения морены размыв подводного берегового склона сильно ослаблен образовавшейся на морене защитной отмосткой (Мынту, Лаудасмаа). Там, где распространяются песчано-галечные отложения (Ярве, Валгеранд), на пологом подводном береговом склоне встречаются и современные песчаные наносы. Своим строением такой подводный склон напоминает подводный береговой склон песчаной береговой зоны. Однако, как уже отмечалось выше, мощность современных наносов в первом случае незначительная, и они часто распространяются прерывисто.

Соответственно уклону подводного берегового склона (т. е. характеру и выработанности бенча) ширина осушки уступовой береговой зоны колеблется в больших пределах. В Мынту, например, она относительно узкая, в Ярве и Валгеранд значительно шире.

В уступовой береговой зоне, как и в моренной, размыв происходит в основном в условиях нагонного уровня воды. Это объясняется тем, что из-за небольшого уклона подводного берегового склона волны при среднем, а тем более при сгонном уровне разбиваются далеко от береговой линии и к берегу доходят уже деформированными, ослабленными. При нагоне глубина воды над подводным склоном увеличи-

вается соответственно силе нагона и поэтому береговая зона подвергается воздействию более крупных волн. Особенно ярко проявляется волновая деятельность при экстремальном уровне нагонных вод.

Таким образом, интенсивное развитие уступовой береговой зоны, как и большинства береговых зон в Эстонском районе вообще, происходит во время относительно кратковременных высоких нагонных уровней моря.

Абразионная береговая зона в коренных породах

При описании абразионной моренной береговой зоны уже обращалось внимание на то, что моренный покров ее из-за небольшой мощности со временем может быть полностью смыт. В результате этого абразионная береговая зона в морене постепенно сменяется абразионной береговой зоной в коренных породах. Строение и развитие последней во многом определяется составом, слоистостью, залеганием и трещиноватостью этих пород. Коренными на южном берегу Финского залива являются кембрийские и ордовикские терригенные, а также ордовикские карбонатные породы, в остальной преобладающей части береговой зоны Эстонского района — ордовикские и силурийские карбонатные породы. Лишь на о-ве Рухну воздействию волн подвергаются девонские песчаники (Mark, 1958).

На строение и развитие абразионной береговой зоны в коренных породах существенное влияние оказывает исходный рельеф коренных пород, часто очень пологий или слегка волнистый. Нередко он обуславливает и низменный характер абразионной береговой зоны в коренных породах. Последняя в дальнейшем описывается как скальная береговая зона.

Там, где в сферу волновой деятельности вовлекается относительно крутой склон исходного рельефа коренных пород, в нем со временем может выработаться береговой обрыв — клиф. Обрывистая береговая зона в коренных породах в дальнейшем описывается как клифовая береговая зона.

Скальная береговая зона

В пределах более или менее пологой и ровной поверхности исходного рельефа коренных, обычно карбонатных пород развивается скальная береговая зона. Поперечный профиль ее характеризуется небольшими уклонами подводного берегового склона и берега.

Коренные карбонатные породы, раздробляемые волнами на подводном береговом склоне и на берегу, дают слабо окатанный щебень разной крупности. Выброшенный волнами на берег щебень накапливается и образует временные или постоянные щебневые береговые валы. Так как основной выброс щебня происходит во время сильных штормов, сопровождающихся нагонным уровнем воды, то более или менее стабильные береговые валы образуются в верхней части берега. На небольших скальных островах, на которых развитие скальной береговой зоны только начинается, образовавшийся при абразии

щебень выбрасывается через островок и накапливается в волновой тени последнего (Орвику К. мл., 1966).

Скальная береговая зона развивается на слабо наклонной поверхности карбонатных пород с более или менее одинаковой слоистой текстурой почти горизонтального залегания. В этих условиях подводный береговой склон под влиянием разрушительной деятельности волнения преобразуется в ровный пластовый бенч. Такая пологая ровная скальная береговая зона прослеживается в юго-западной части п-ова Сырве у Лооде.

Там, где скальная береговая зона развивается в кавернозных карбонатных породах, например в рифовых образованиях ягарахуского горизонта (Aaloe, Miidel, 1967), поверхность береговой зоны вследствие выборочной абразии становится неровной. Это можно хорошо проследить на примере береговой зоны небольших скальных островов Вайка.

Все шесть скальных островов Вайка, расположенных на западном побережье о-ва Сааремаа, небольшие. Длина самого крупного из них достигает лишь 250 м, а ширина — около 100 м. Эти маленькие острова открыты преобладающему здесь волнению с западного и северо-западного направлений, с других же сторон защищены островом Сааремаа и небольшими островами и отмелями.

Более детально изучены три острова, расположенные с юга на север на расстоянии около 750 м к западу от о-ва Вилсанди и на расстоянии 350—500 м друг от друга. В строении береговой зоны этих островов наблюдаются как черты сходства, так и черты различия, что связано с особенностями их развития. Так южный остров в настоящее время защищен с запада от сильного волнения подводной банкой, выработанной в коренных породах и расположенной примерно в 750 м к западу от него; глубина воды над банкой 1,5—2 м. Два других острова подвергаются воздействию волн преимущественно с западного и северо-западного направлений.

Береговая зона на западной стороне островов выработана в толсто-слоистых, массивных, кавернозных биогермных известняках ягарахуского горизонта силура. В строении и развитии береговой зоны островов они играют особую роль. Биогермные известняки представлены массивными телами, в целом устойчивыми к абразии. Они в большей или меньшей мере выпрепарированы из вмещающих, менее устойчивых к абразии карбонатных пород и образуют в рельефе небольшие бугры (Аалоз, 1956). Однако строение биогермных массивов не вполне однородное, что способствует выборочной абразии их. Вдобавок к тому они еще и кавернозные. Все это обуславливает неровность поверхности биогермов с характерным микрорельефом, напоминающим субэаральные карровые поля карстовых областей. Вся поверхность биогермов покрыта полостями и пустотами неправильной формы, образовавшимися при выборочной абразии и, возможно, вследствие химического растворения неоднородных по литологическому составу карбонатных пород. Максимальная глубина таких пустот и ямок не превышает нескольких десятков сантиметров. Наиболее развиты эти полости в зоне забурунивания волн (таб. VII, 13). В береговой зоне на поверхности коренных пород наблюдаются еще более крупные неровности в виде небольших уступов и углублений, которые, вероятно,



13. Выпрепарированная поверхность биогермных известняков на подводном береговом склоне скальной береговой зоны островов Вайка.



14. Скальная береговая зона на одном из островов Вайка.



15. Клифоподобный береговой обрыв в карбонатных породах на одном из островов Вайка.



16. Ступенчатый берег скальной береговой зоны на о-ве Осмуссаар.

являются неровностями исходного рельефа этих пород. Все это обуславливает сильную расчлененность береговой линии рассматриваемых островов.

Подводный береговой склон береговой зоны названных островов (рис. 22) в общем пологий. Он расчленяется, как правило, на три полосы.

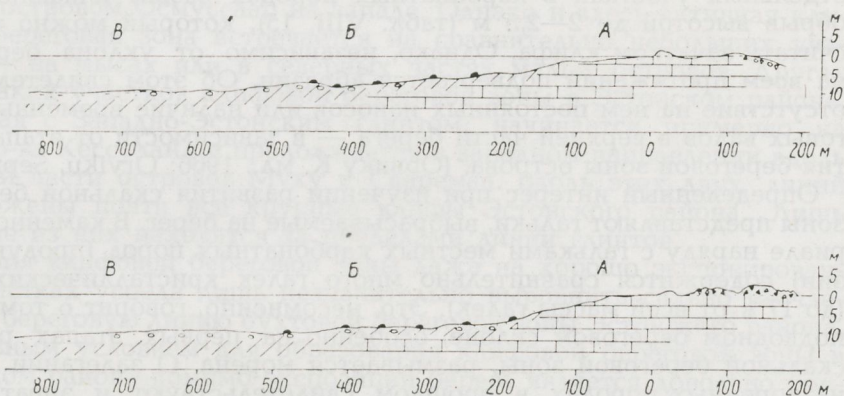


Рис. 22. Поперечные разрезы северного и среднего островов архипелага Вайка.

Наиболее близкая к берегу полоса (А) шириной около 150 м — бенч в коренных породах — представлена неровной поверхностью коренных пород, расчлененной подводными карроподобными образованиями. На поверхности бенча обломки пород почти не встречаются. Уклон поверхности его 0,015—0,03, глубина воды в пределах этой полосы достигает 4 м.

Дальше в сторону моря расположена средняя полоса (В) шириной около 400 м — бенч в морене; глубина воды в ее нижней части достигает 7—8 м, а уклоны — 0,06—0,07. На этой полосе на коренных породах залегает маломощный покров морены с защитной отмосткой и с эрратическими валунами. На мористом крае бенча на защитной отмостке местами встречаются пятна песчаных наносов. Строение средней полосы говорит о том, что участки морского дна, включаемые тектоническим поднятием в береговую зону, даже в пределах скальной береговой зоны первоначально были покрыты мореной. Лишь после размыва последней началась абразия коренных пород.

Расположенная еще дальше от берега в сторону моря полоса (В) подводного берегового склона, начинающаяся на глубине 7—8 м и распространяющаяся до глубины не менее 12 м, отличается тонким сплошным покровом мелкозернистых наносов на морене. Наносы содержат уже значительное количество илистого материала (коэффициент сортировки 2,54, коэффициент асимметрии 0,89). Эту полосу можно рассматривать как переходную к морскому дну, в пределах которого влияние волновой деятельности значительно ослаблено.

Рельеф берега островов predetermined неровностью поверхности коренных пород и строением последних. Из-за неровностей абрадируемой поверхности берега береговая линия во многих местах очень извилистая, причем тем больше, чем меньше уклон берега (табл. VII, 14). Там, где в пределах берега находятся отпрепарированные биогермы, уклон берега больше и местами даже обрывистый, с очень неровной поверхностью (Orviku, K., Orviku, Kaarel, 1961, фото 2). На отдельных участках в карбонатных породах развит клифоподобный обрыв высотой до 2—2,5 м (табл. VIII, 15), который можно условно считать зачатком клифа. Однако, независимо от уклона берега, он на всем протяжении подвергается абразии. Об этом свидетельствует отсутствие на нем постоянных наносов или наличие временных береговых валов в верхней части берега — в зависимости от этапа развития береговой зоны острова. (Orviku K. м.л., 1966; Orviku, Sepp, 1972).

Определенный интерес при изучении развития скальной береговой зоны представляют гальки, выбрасываемые на берег. В каменном материале наряду с гальками местных карбонатных пород (продукт абразии) содержится сравнительно много галек кристаллических пород (до 17% от всей массы галек). Это, несомненно, говорит о том, что на подводном береговом склоне, особенно на первых этапах развития скальной береговой зоны, размывается морена. О залегании морены на коренных породах в прошлом свидетельствуют и эрратические валуны, встречающиеся рассеянно на поверхности абрадируемых коренных пород.

На примере небольших островов Вайка уже было показано, что характер поверхности скальной береговой зоны зависит часто от состава и текстурных особенностей абрадируемых осадочных пород. Здесь следует отметить еще одну особенность скальной береговой зоны — ступенчатое строение поверхности берега. Такой характер поверхности наблюдается там, где абразии подвергаются сравнительно тонкослоистые карбонатные породы с более или менее одинаковой устойчивостью к абразии. В типичном виде такой скальный берег представлен на некоторых участках береговой зоны островов Суур-и Вяйке-Пакри, Осмуссаар (табл. VIII, 16), а также и в некоторых других местах.

Типичная скальная береговая зона в Эстонском районе встречается сравнительно редко. Но так как коренные породы обнажаются также и на подводном береговом склоне клифовой и галечной береговых зон, то можно сказать, что поверхность коренных пород, подвергающаяся в береговой зоне Эстонского района в настоящее время абразии, довольно большая. Унаследованным характером развития береговых зон в Эстонском районе побережья объясняется довольно широкое распространение на равнинах, в пределах древних береговых образований, обнажений коренных пород, называемых альварами, — бывших пологих скальных береговых зон или подводного берегового склона прежних клифовых или галечных береговых зон.

В Эстонском районе современная клифовая береговая зона распространена ограниченно. Наиболее подходящие условия для ее образования здесь имеются на северных и северо-западных, более или менее крутых, хорошо экспонированных склонах куэстовых плато и пластовых возвышений. Такие условия наблюдаются наиболее часто вдоль Северо-Эстонского глинта, начиная с Какумяз на востоке и кончая островом Осмуссаар на западе. Однако и здесь активная клифовая береговая зона встречается на сравнительно небольших участках — на мысах или в северных частях малых островов. Другая серия таких участков клифовой береговой зоны в Эстонском районе, связанная с Западно-Эстонским глинтом, начинается примерно на севере о-ва Кессулайд и продолжается в западном направлении вдоль северной части островов Муху и Сааремаа. Вдоль этих двух линий расположены почти все крупные клифы Эстонского района. Лишь немногие из них находятся за пределами линии глинтов.

Абразия клифовой береговой зоны даже на хорошо экспонированных участках успела лишь незначительно выровнить сильно расчлененную береговую линию бухтовой береговой зоны Эстонского района.

Основным условием для образования клифовой береговой зоны в Эстонском районе помимо экспозиции берега является довольно крутой склон исходного рельефа поверхности коренных пород. Дальнейшее развитие морфологии клифовой береговой зоны, в частности клифа, во многом обусловлено литологическим строением толщи слоев, подвергающихся абразии. Там, где абрадируются более или менее однородные и притом сильно трещиноватые слои, клиф образуется обычно в виде отвесной стенки с небольшими нишами и карнизами. Абразионная береговая зона с таким отвесным клифом имеется, например, в Охесааре и Мустьяла. Если образующие основание клифа слои менее устойчивы к абразии, чем залегающие выше, то в основании клифа обычно вырабатывается волноприбойная ниша. Клиф с волноприбойной нишей имеется, например, на северных берегах островов Вяйке-Пакри и Осмуссаар. Большое значение в развитии клифов в Эстонском районе имеет вертикальная трещиноватость карбонатных пород, способствующая как абразии, так и деятельности неволновых процессов (морозное выветривание, образование обвалов и т. д.).

Подводный береговой склон клифовой береговой зоны в Эстонском районе представлен ровным бенчем, выработанным в коренных породах. На бенче, например в клифовой береговой зоне Раннамыйза, обнажаются нижнекембрийские песчаники, в Вяйке-Пакри — нижнеордовикские терригенные породы, а у Охесааре — верхнесилурийские карбонатные. Обычно на бенче обломков коренных пород мало, редко встречаются эрратические валуны. Ширина бенча, достигающая нередко нескольких сот метров, свидетельствует о величине отступления клифа в сторону суши. В настоящее время клифы в Эстонском районе медленно отступают, что обусловлено, с одной стороны, постепенным расширением бенча, с другой — постепенным обмелением воды над бенчем вследствие продолжающегося тектонического поднятия земной коры. В таких условиях забурунивание волн происходит на значительном расстоянии от берега, и волны, доходящие до берега при сред-

нем уровне воды, обычно сильно деформированы. Абразия клифовой береговой зоны, в частности клифа, происходит преимущественно в условиях сильного нагона вод и сильного шторма, когда глубина воды над бенчем настолько увеличивается, что берега достигают волны значительной величины и силы.

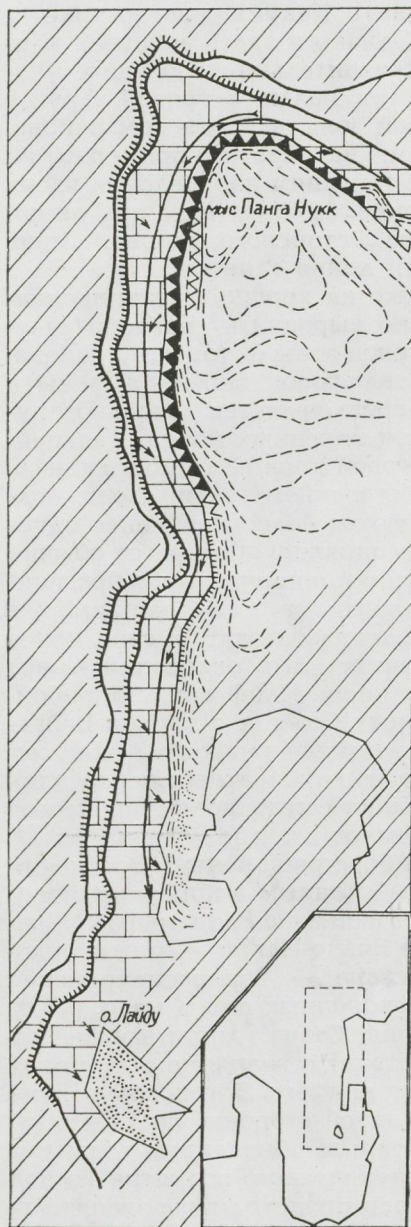


Рис. 23. Морфодинамическая схема берегового участка Муст'яла—Кюдема.

Клифовая береговая зона является основным источником грубообломочных наносов, накапливающихся в галечной береговой зоне. Клифовая и галечная береговые зоны вместе образуют небольшие сопряженные абразионно-аккумулятивные системы (рис. 23).

Хорошим примером клифовой береговой зоны с отвесным клифом является участок Мустъяла на мысе Панганукк, в северной части о-ва Сааремаа (рис. 23). Здесь уклон прибрежного морского дна сравнительно большой ($i_{20} = 0,02$), что обуславливает значительную величину подходящих к берегу волн. Мыс Панганукк открыт волнению с северо-западного направления. Наиболее активной частью этого участка берега является клиф Мустъяла, который начал развиваться уже около 6000 лет назад, в первой половине литориновой стадии.

Клиф Мустъяла (табл. IX, 17) разбит в виде отвесного обрыва, высота которого местами превышает 20 м. В некоторых местах он представлен двумя ступенями. Нижнюю часть клифа образуют тонкослоистые мергели яаниского горизонта, верхнюю — толстослоистые сильно трещиноватые глинистые доломиты того же горизонта. В самой верхней части клифа пластинчатые доломиты чередуются с биогермными доломитами яагарахуского горизонта (Aaloe, Miidel, 1967). Несмотря на различный литологический характер этих слоев, они вследствие сильной трещиноватости приблизительно одинаково устойчивы к абразии и выветриванию. Благодаря этому клиф уже длительное время существует в виде активного отвесного обрыва с небольшими выступами и нишами. На клифе время от времени происходят обвалы каменного материала. В некоторых случаях обвалы бывают значительными (табл. X, 18). Все это говорит о том, что на узкий береговой бенч каменный материал поступает не только в результате абразии подводного берегового склона, нижней части абразионного обрыва и самого берега, но в значительной мере сваливается и осыпается с обрывистой стенки клифа. На бровке клифа расположены древние (литориновые) галечные береговые валы, из которых щебень при отступании стенки клифа осыпается также на береговой бенч, увеличивая временный навал у подножия клифа. Древние береговые валы на бровке современного клифа свидетельствуют и о том, что здесь еще до образования клифового обрыва существовали условия, благоприятствующие развитию абразионной береговой зоны в коренных породах. На основании этого можно заключить, что характер развития современной береговой зоны в данном районе является унаследованным (Orviku K., Orviku, K. jun., 1969). То же самое можно сказать и о других клифах — Охесааре, Осмуссаар (Орвику, К., Орвику К. м., 1969, рис. 2), Вяйке-Пакри и др.

Осыпи и обвалы у подножия клифа Мустъяла — временные, слагающий их материал быстро раздробляется и перемещается вдоль берега на смежные участки аккумулятивной галечной береговой зоны. Лишь на месте свежих обвалов насыпь на береговом бенче удерживается более длительное время и защищает клиф от непосредственного воздействия волн.

Определенный интерес представляет подводный береговой склон на участке клифовой береговой зоны Мустъяла (рис. 24). Здесь внешний край широкого (до 500 м) и пологого (уклон равен 0,004) бенча в коренных породах круто обрывается на глубину 12—15 м. Средняя

глубина над бенчем лишь местами превышает 2 м. Характерно, что в прибрежной части бенча глубина воды местами больше, чем у внешнего края его. Это, вероятно, можно объяснить небольшим падением слоев в южном направлении, т. е. в сторону суши. Поверхность бенча почти лишена рыхлого материала, здесь встречаются рассеянно лишь отдельные эрратические валуны. Можно полагать, что часть их свалилась на бенч с бровки клифа в ходе отступления последнего.

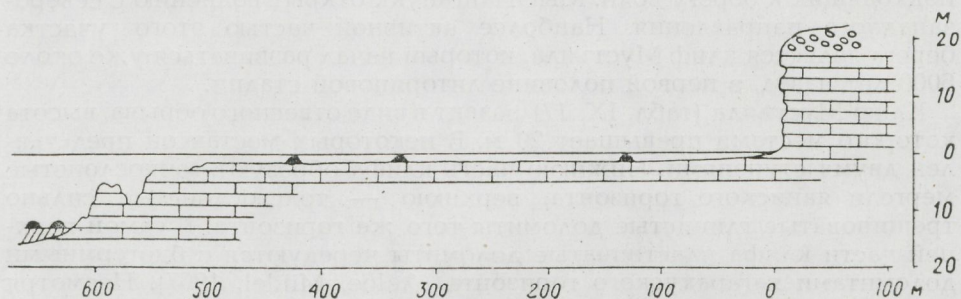


Рис. 24. Поперечный разрез клифовой береговой зоны в Мустьяла (рис. 23).

На внешнем крае бенча в коренных породах прослеживается рывина шириной в несколько десятков метров, расположенная более или менее параллельно берегу и ограниченная с обеих сторон обрывистыми склонами (рис. 24). Из них более близкий к берегу ступенчатый. Бровка его находится на глубине около 2 м, а подножие — на глубине 7—9 м, и соответственно этому относительная высота этого обрывистого склона рывины составляет 5—7 м. Противоположный склон рывины также обрывистый; относительная высота его около 4 м. В сторону моря от рывины прослеживается узкая ровная терраса — краевая часть бенча, глубина воды над которой около 5 м. Эта терраса в направлении к морю граничит со ступенчатым обрывом в коренных породах (табл. X, 19); высота обрыва около 8 м, а подножие находится на глубине 12—15 м. Пологое дно перед подножием обрыва также сложено карбонатными породами, но покрыто преимущественно средне- и хорошо окатанной галькой. По мере удаления от обрыва и увеличения глубины воды появляются эрратические валуны и валунная отмостка, местами обнажается морена. Все это говорит о том, что морское дно начиная от подводного обрыва в сторону моря покрыто мореной, частично или полностью размытой у его подножия. Среди галек, распространяющихся у подножия обрыва, преобладают гальки карбонатных пород, образовавшиеся при абразии подводного обрыва и внешнего края бенча. Чем дальше от подножия обрыва, тем больше встречается галек кристаллических пород, вымытых из моренного покрова дна.

Упомянутая подводная рывина на краю бенча у Мустьяла прослеживается на протяжении примерно 1 км в южном направлении, в сторону бухты Кюдема. Еще не вполне ясно, как могли образоваться здесь эта рывина и ступенчатый подводный обрыв. Вероятно, они

относятся к сформировавшимся уже в доледниковое время и преобразованным ледниковой эрозией подморенным формам рельефа коренных пород, моренный покров с которых смыт волнами.

Абразия клифовой береговой зоны Мустъяла в настоящее время происходит в основном в условиях нагонного уровня воды. При нагонах глубина воды над бенчем увеличивается настолько, что волны доходят до берегового клифа со значительной энергией. При среднем уровне воды клиф абрадируется на небольших участках, а при сгонной воде абразия полностью прекращается. В последних двух случаях волновая деятельность проявляется в основном на внешней части бенча.

Хотя клифовая береговая зона Мустъяла и развивалась как таковая в течение длительного времени, она вследствие постепенного тектонического поднятия уже находится в начальной стадии отмирания. Об этом свидетельствуют мелководность в пределах бенча и значительная ширина его. Уже сейчас на боковых берегах мыса Панганукк можно наблюдать не только понижение клифа, но и отступление его от современной береговой линии. Несомненно, что в недалеком геологическом будущем современный подводный обрыв на обращенном к морю крае бенча в результате продолжающегося тектонического поднятия превратится в надводный активный клиф с соответствующим бенчем. Современная клифовая береговая зона к тому же времени превратится в отмершую — современный бенч преобразуется в поднятый бенч и отмерший клиф в своей нижней части будет засыпан шлейфом осыпей.

Для примера рассмотрим еще современную клифовую береговую зону с отвесным клифом на о-ве Сааремаа у Охесааре (табл. XI, 20), в юго-западной части п-ова Сырве (Орвику, 1935).

Береговой клиф, высота которого здесь около 4 м, выработан в карбонатных породах охесаарского горизонта (верхний силур) в виде отвесного обрыва. На бровке его также разрушаются древние галечные береговые валы. Во время недавнего эпизодического высокого нагона вод и сильного шторма в них был размыт уступ — это один из примеров, показывающих до каких высот может достигать эпизодический размыв волн (табл. XI, 20). Широкий и ровный бенч свидетельствует о значительном отступании клифа в сторону суши. Характерно сравнительно большое количество эрратических валунов на бенче и скопление их у подножия клифа, обусловленное частично напором морского льда. Береговая зона открыта волнению с северо-западного направления. Разрушительное действие волн проявляется и здесь в основном при нагонном уровне воды.

В пределах Северо-Эстонского глинта местами, например, у Раннайза, встречаются участки клифовой береговой зоны с отвесным клифом, полностью выработанным в нижнекембрийских песчаниках. В тех же породах выработан и бенч (табл. XI, 21). В пределах глинта более типична клифовая береговая зона с отвесным клифом, верхняя часть которого сложена ниже- и среднеордовикскими карбонатными породами, а нижняя часть и подводный бенч выработаны в нижнекембрийских терригенных отложениях. В береговой зоне Пакри на одноименном мысу (Орвику К., Орвику Каарел, 1961, рис. 1) клиф достигает в высоту 24 м. Более или менее отвесная стенка его сложена в основном ордовикскими и кембрийскими породами, а на бровке

клифа на коренных породах залегают древние щебневые береговые наносы.

Этот клиф изучался повторно. Впервые его описание было дано Г. Гельмерсенем (Helmersen, 1856). Он приводился в качестве примера унаследованного характера развития абразионной береговой зоны (Orviku, K., Orviku, K. jun., 1969, рис. 3) и зависимости морфологического строения клифовой береговой зоны от характера строения коренных пород (Orik, 1927; Орвику К., Орвику К. мл., 1969).

Наиболее характерным примером клифовой береговой зоны, в нижней части клифа которой выработаны волноприбойные ниши, следует считать таковую в северной части небольшого глинтowego острова Вяйке-Пакри, расположенного к западу от мыса Пакри. Наиболее типично эта береговая зона представлена здесь в окрестностях мыса Вестернес, где высота клифа достигает 12 м. В юго-западном и юго-восточном направлениях от названного мыса клиф постепенно понижается и сменяется в дальнейшем скальным берегом, переходящим, в свою очередь, в галечный берег.

Развитию клифовой береговой зоны Вяйке-Пакри способствует расположение ее в той части острова, которая открыта сильному волнению от северо-западного до северо-восточного направления. Ее развитию, несомненно, благоприятствует и характер залегания коренных пород — их небольшое южное падение на юг.

Особое значение в развитии клифовой береговой зоны Вяйке-Пакри имеет литологический характер пород, участвующих в ее строении и подвергающихся воздействию волн как на берегу, так и на подводном береговом склоне (Орвику К., Орвику К. мл., 1969).

Клиф выработан в ниже- и среднеордовикских слоях с различной устойчивостью к абразии и выветриванию. В окрестностях мыса Вестернес нижнюю часть клифа образует слабо сцементированный нижеордовикский глауконитовый песчаник мощностью около 3,5 м. Сравнительно легко абрадируются также вышележащие нижеордовикские известковистые песчаники и известняки мощностью около 2,5 м. Более устойчивы к абразии среднеордовикские известняки ласнамягиского горизонта, образующие верхнюю часть клифа Вяйке-Пакри. Такое геологическое строение клифа способствует выработке значительных волноприбойных ниш в нижеордовикском глауконитовом песчанике или в залегающих выше нижеордовикских известковых песчаниках и известняках. Потолком этих ниш в основном являются среднеордовикские известняки (табл. XII, 22). Такие волноприбойные ниши типичны для клифа Вяйке-Пакри. Ниши в окрестности мыса Вестернес выработаны в основном в глауконитовом песчанике, а юго-восточнее его — главным образом в нижеордовикских известковистых песчаниках и известняках. Еще дальше к юго-востоку, там, где на уровне воды и выше обнажаются лишь среднеордовикские известняки, клиф частично отвесный, без волноприбойных ниш. Еще южнее клиф сменяется скальным берегом, выработанным в среднеордовикских известняках. Все это показывает, что характер берега в коренных породах здесь во многом зависит от того, какие слои подвергаются воздействию волн (Orik, 1927; Орвику К., Орвику К. мл., 1969).

Слоистые известняки, участвующие в строении клифа Вяйке-Пакри,



17. Клиф Мустьяла на мысе Панганукк.



18. Обвал на клифе Мустгяала.



19. Ступенчатый обрыв в карбонатных породах на внешнем крае бенча клифовой береговой зоны Мустгяала.



20. Клифовая береговая зона Охессааре в юго-западной части п-ова Сырве.



21. Бенч-осушка в нижнекембрийских песчаниках клифовой береговой зоны Раннамыйза.



22. Клиф с крупной волноприбойной нишей на о-ве Вяйке-Пакри.



23. Обрушившиеся крупные известковые глыбы у подножия клифа на о-ве Вляке-Пагри.



24. Обрушившиеся крупные известковые глыбы у подножия клифа на о-ве Осмуссаар.



25. Клиф с низкими глубокими волноприбойными нишами на о-ве Осмуссаар.



26. Клифовая береговая зона Пюссина в северо-восточной части о-ва Муху.

расчленены вертикальными пересекающимися тектоническими трещинами, ослабляющими прочность известняковых масс и способствующими обрушению потолков волноприбойных ниш в виде крупных глыб. Особенно часто встречаются такие обрушившиеся крупные глыбы в окрестностях мыса Вестернес (табл. XIII, 23), где они как бронирующие щиты в течение длительного времени защищают клиф от воздействия волн. Раздробление обрушившихся глыб волнением происходит медленно из-за крутого падения их слоев в сторону моря. Поверхностными слоями, подвергающимися в первую очередь абразии, являются при этом плотные, устойчивые к абразии среднеордовикские известняки.

Там, где отсутствуют глыбы-щиты, бронирующие клифовый обрыв, предклифовая полоса берега, как правило, узкая, с незначительным количеством галечного материала.

При описании клифовых береговых зон Мустьяла и Пакри уже обращалось внимание на древние галечные береговые валы, расположенные на бровке клифа и разрушающиеся при отступании последнего. Такие же древние береговые валы имеются и на бровке клифа Вяйке-Пакри. При обрушивании крупных глыб известняков на предглинтовую полосу берега осыпается и большое количество щебня этих древних береговых валов, образующего между обрушившимися глыбами конусы осыпания. Последние, в свою очередь, защищают в течение определенного времени основание клифа от абразии. Можно предполагать, что клиф Вяйке-Пакри в окрестностях мыса Вестернес из-за большого количества обрушившихся крупных глыб-щитов находится в стадии отмирания. Способствует отмиранию клифа и тектоническое поднятие береговой зоны.

На подводном береговом склоне в клифовой береговой зоне Вяйке-Пакри развит такой же относительно широкий бенч, как и в большинстве активных клифовых береговых зон Эстонского района. Наиболее широкий он в окрестностях мыса Вестернес — около 200 м (рис. 25) и суживается в юго-восточном и юго-западном направлениях. Уклон поверхности бенча небольшой ($i_2 = 0,007$). В окрестностях мыса Ве-

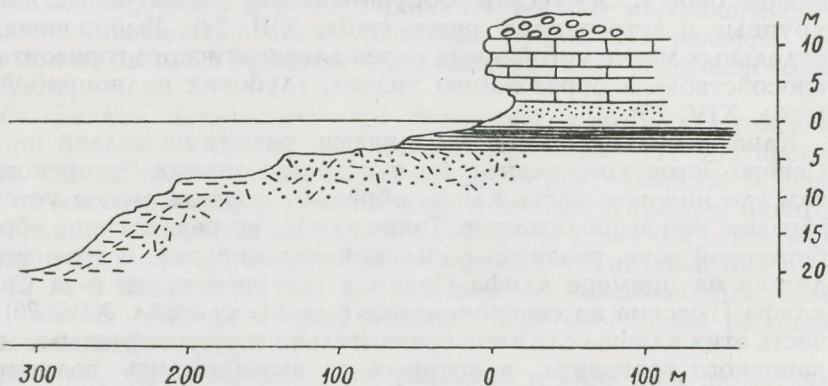


Рис. 25. Поперечный разрез клифовой береговой зоны о-ва Вяйке-Пакри (рис. 26).

стернес на бенче обнажаются нижнеордовикский диктионемовый сланец (в прибрежной части) и оболочковый песчаник (в части, прилегающей к морю). В юго-восточном и юго-западном направлениях на бенче появляются, соответственно падению слоев, и нижнеордовикские известняки. Поверхность бенча ступенчато понижается в сторону моря, соответственно слоистости коренных пород. Ступенчатая поверхность бенча в окрестностях мыса Вестернес выражена более слабо, так как обнажающиеся здесь песчаники не распадаются на четкие слои. Формы подводной абразии характеризуются плавным очертанием, и рельеф бенча напоминает холмисто-моренный рельеф в миниатюре. На поверхности бенча почти нет рыхлого материала. Край бенча, находящийся на глубине около 5—7 м, кончается сравнительно крутым склоном высотой около 10 м. Перед подножием склона, на довольно ровном дне, на глубине около 15 м, залегает морена, покрывая слабо выраженной защитной отмосткой из мелкозернистого несортированного рыхлого материала. Склон и дно являются уже элементами древнего, исходного рельефа, в незначительной степени измененного волновой деятельностью.

Скальная и клифовая береговые зоны характерны также для северной и северо-восточной части о-ва Осмуссаар — наиболее западной надводной части Северо-Эстонского глинта. Здесь, как и на о-ве Вяйке-Пакри, воздействием волн подвергаются известковистые песчаники и известняки нижнего и среднего ордовика, в разной степени устойчивые к абразии. Соответственно строению слоев, подвергающихся волновой деятельности, и уклону исходного рельефа, встречаются участки скальной береговой зоны, клифовой береговой зоны с отвесным клифом или с клифом с волноприбойными нишами. На бровке клифа также распространяются древние галечные береговые валы. В верхней части подводного берегового склона развит бенч, выработанный в нижнеордовикских породах.

Волноприбойные ниши в клифе Осмуссаар образовались в основном в нижних, сравнительно устойчивых к абразии известняковых слоях ласнамягиского горизонта (средний ордовик). Однако они здесь развиты менее четко, чем на о-ве Вяйке-Пакри. В связи с этим на клифовом берегу Осмуссаар обрушившиеся глыбы известняка менее крупные и встречаются реже (табл. XIII, 24). Выборочная абразия отдельных менее устойчивых слоев ласнамягиского горизонта местами способствовала образованию низких, глубоких волноприбойных ниш (табл. XIV, 25).

Клиф с волноприбойными нишами развит не только в пределах Северо-Эстонского глинта, но и в других местах Эстонского района, там где нижнюю часть клифа образуют породы, менее устойчивые к абразии, чем вышележащие. Такие клифы встречаются и в абразионной береговой зоне, развитой в силурийских породах. В этом можно убедиться на примере клифа Пулли в северной части о-ва Сааремаа и клифа Пюссина на северо-востоке о-ва Муху (табл. XIV, 26). Нижняя часть этих клифов сложена сравнительно малоустойчивыми мергелями яниского горизонта, в которых и выработались волноприбойные ниши. Выше мергелей залегают более устойчивые к абразии и выветриванию доломиты яниского и биогермные доломиты яагарахуского горизонта. Они образуют потолки ниш, которые время от времени

обрушиваются на предклифовую полосу берега, где они сравнительно медленно разрушаются деятельностью волн.

Волноприбойные ниши встречаются и в отмерших клифах. Наиболее ярким примером их является древний клиф Юйгу в северной части о-ва Муху.

АККУМУЛЯТИВНАЯ БЕРЕГОВАЯ ЗОНА

К рассматриваемой береговой зоне относятся участки современной береговой зоны, на которых накопление наносов происходит по меньшей мере на берегу. Подводный береговой склон нередко абрадируется или размывается.

Каменный материал приносится в аккумулятивную береговую зону местными вдольбереговыми потоками наносов или выбрасывается на берег с подводного берегового склона. В транспорте каменного, особенно мелкозернистого материала участвуют кроме волнения также прибрежные течения, обусловленные волнением или местными сгонно-нагонными явлениями.

Верхней границей современной аккумулятивной береговой зоны следует считать линию, до которой прослеживается активный берег в условиях экстремального уровня нагонных вод и штормового волнения. Установление этой границы связано с некоторыми трудностями, особенно там, где береговая зона очень пологая. При небольших уклонах береговая зона очень широкая, и глубина воды над подводным береговым склоном при среднем уровне воды, особенно в условиях сгонного уровня, незначительная. Лишь при местном нагоне глубина воды над подводным береговым склоном и на временно затопляемом берегу немного увеличивается (амплитуда уровня сгонно-нагонных вод может превышать 2 м). Соответственно увеличивается и деятельность волн на подводном береговом склоне, а также на берегу, и мелкозернистый каменный материал приносится на берег не только нагонными течениями, но и волнами. Однако даже в таких условиях накопление этого материала на всей поверхности очень пологого берега происходит настолько медленно и равномерно, что на ней морфологически четко прослеживающихся аккумулятивных мезоформ рельефа, по которым можно было бы установить верхнюю границу береговой зоны, не образуется.

Нижняя граница аккумулятивной береговой зоны в Эстонском районе при больших уклонах дна легко прослеживается: она проводится там, где исчезают ясные следы волновой деятельности. В зависимости от максимальной величины волн в соответствующей акватории, эта граница находится на разной глубине. В условиях открытого моря, например к западу от островов Сааремаа и Хийумаа, она превышает 15 м. В Вяйнамери же, где параметры максимальных волн меньше, нижняя граница аккумулятивной береговой зоны располагается на меньшей глубине.

Как известно, характер строения, развития и динамики аккумулятивной береговой зоны зависит от ряда природных условий, которые в каждом конкретном случае могут влиять по-разному. Сказанное полностью относится и к аккумулятивной береговой зоне рассматри-

ваемого района. В пределах ее целесообразно выделить галечный, песчаный и илистый подтипы. Названия этим подтипам даны по разности накапливающихся в береговой зоне наносов.

Галечная береговая зона

Из подтипов аккумулятивной береговой зоны Эстонского района по строению, развитию, литологическому составу, динамике, источникам питания и распространению наиболее разнообразна галечная береговая зона.

Берег, или пляж, современной галечной береговой зоны представлен активным береговым валом из галечника (гальки хорошо окатаны) или из щебня (обломки пород слабо окатаны). По отношению к более древним береговым формам он часто является примкнувшим. На внешнем (морском) склоне активного берегового вала прослеживается активный слой наносов.

Пляж галечной береговой зоны узкий. Ширина его во многом зависит от высоты активного берегового вала. Из-за большого уклона поверхности пляжа полоса, затопляемая прибойным потоком при высоком уровне нагонных вод, узкая. Крупность галек закономерно уменьшается в направлении к подножию берегового вала. На поверхности пляжа наблюдаются временные продольные галечные валы. На берег, а нередко и в верхнюю часть подводного берегового склона напором морского льда выталкиваются эрратические валуны, образующие иногда перед подножием берега валунные ряды (Орвику К. мл. 1965б).

При высоком уровне нагонных вод и сильном волнении за гребень берегового вала или в верхнюю часть пляжа выбрасывается в большом количестве плавник. На нижние участки пляжа время от времени выбрасываются массы морской травы. Кустики фукусовых водорослей иногда приносят на пляж со дна прибрежного моря гальки и валуны, к которым они приросли (Орвику, 1966). Роль таких галек и валунов в строении галечного пляжа трудно установить, так как они литологически обычно не отличаются от галек и валунов основных наносов пляжа.

Береговая зона под влиянием тектонического поднятия земной коры постепенно продвигается в сторону моря и поэтому современный галечный берег нередко представляет собой часть наклонной разновозрастной аккумулятивной террасы или разновозрастной (комплексной) косы. За верхнюю границу современной галечной береговой зоны следует принять границу активного берегового вала с сушей; часто этой границей является граница активного вала с древними береговыми образованиями. Нижняя граница галечной береговой зоны, как и в случае абразионных берегов, находится на таких глубинах, на которых действие волн на дно практически прекращается.

Для галечной береговой зоны Эстонского района характерно накопление грубообломочных наносов на берегу. Подводный береговой склон даже в приурезовой части в большей или меньшей мере абрадируется (в коренных породах) или размывается (в рыхлых четвертичных отложениях). Поэтому в питании береговых аккумулятивных форм наряду с вдольбереговым транспортом наносов значительную

роль играет также выброс каменного материала со дна (донное питание).

Таким образом, галечная береговая зона на одних участках (в условиях донного питания) может быть источником питания береговых наносов и местом накопления их, например в Калана, Каугатума, и на других — лишь местом накопления береговых наносов, поступающих вдоль берега из соседней абразионной береговой зоны. В последнем случае галечная береговая зона является частью сопряженной абразионно-аккумулятивной системы, например в Мустъяла-Кюдема (см. рис. 23), на островах Вяйке-Пакри (рис. 26), Осмуссаар и др.

В рассматриваемом районе чаще встречается галечная береговая зона, связанная с соседней абразионной береговой зоной в коренных породах. Такая галечная береговая зона характеризуется сравнительно большим количеством наносов и хорошо выработанными береговыми формами рельефа.

Несмотря на широкое распространение в Эстонском районе моренной береговой зоны, с ее участков на соседние участки аккумулятивной береговой зоны обычно поступает мало галечного материала. Это объясняется быстрым образованием защитной отмостки на поверхности берегового склона при размыве морены уже в начальной стадии развития моренной береговой зоны.

На подводном береговом склоне с защитной отмосткой размыв и выброс размываемого материала на берег происходят в основном только время от времени и в отдельных местах. При этом на берегу, например в районе Мельдри, образуются прерывистые аккумулятивные береговые формы донного питания в виде небольших скоплений галек. Образование таких небольших аккумулятивных форм на берегу не позволяет еще считать эти участки береговой зоны галечными. В крайнем случае их можно рассматривать как переходные от абразионной моренной береговой зоны к аккумулятивной галечной.

В пределах галечной береговой зоны встречаются также участки, берега которых полностью питаются каменным материалом, вымытым из рыхлых отложений подводного берегового склона того же участка. К ним относятся галечные береговые зоны Калана, Харилайд, Сырве и др. В некоторых местах, например в Ниназе, Мынту, Лауласмаа, развиты небольшие сопряженные системы уступовой и галечной береговых зон. Местами, например близ Лауласмаа и Меривяля, хорошо прослеживаются постепенные переходы галечной береговой зоны в песчаную.

В галечной береговой зоне наносы перемещаются и накапливаются при нагонном уровне воды и сильном волнении. Причиной этого является общая отмелость берегового склона, обуславливающая значительную деформацию волн на подходах к берегу даже во время среднего уровня воды. В последнем случае транспортируются и накапливаются лишь гравийные и песчаные наносы, встречающиеся здесь в большем или меньшем количестве.

Литологический состав галечных наносов в береговой зоне зависит от пород и отложений, раздробляющихся и размывающихся на месте источника питания. Имеются галечные береговые формы, питающиеся обломками местных коренных карбонатных пород. Литологический состав галечника, поступающего из размываемых гляциальных отло-

жений, более разнообразный: в нем встречаются в разных соотношениях гальки карбонатных, кристаллических и других пород.

Гальки карбонатных пород часто имеют плоскую форму, обусловленную слоистостью этих пород, распадающихся в большинстве случаев на пластинчатые обломки. Такая плоская форма обломков сохраняется и при транспорте их.

Степень окатанности обломков пород, накапливающихся на берегу, разная. Часто встречаются береговые формы из слабо окатанных обломков пород (щебня), особенно там, где преобладает донное питание. Слабая окатанность обломков объясняется непродолжительной транспортировкой их от места отрыва на подводном береговом склоне до места накопления на берегу, в ходе которой обломки не успевают заметно окатываться — округляться.

Такая картина наблюдается, например, на о-ве Лайду, южнее косы Кюдема, и на малых островах, расположенных к северу от Хийумаа. Слабо окатанный карбонатный материал можно наблюдать и вблизи коренных абразионных береговых участков, где берут начало местные вдольбереговые потоки грубообломочных наносов.

Галечный материал, вымываемый из морены или флювиогляциальных и древних береговых отложений, в общем хорошо окатан. При транспорте волнами этот материал еще более окатывается, и сложенные таким материалом береговые валы состоят из хорошо окатанного галечника. Обломки, образующиеся при раздроблении коренных карбонатных пород на подводном береговом склоне и в дальнейшем в течение длительного времени перемещающиеся вдоль берега или повторно переотложенные, также сравнительно хорошо окатаны. Это значит, что щебень в аккумулятивных береговых формах может постепенно сменяться галечником. Иногда бывает трудно решить, считать ли наносы еще щебнем (слабая окатанность) или уже галечником (хорошая окатанность). По нашему мнению, обломки пород со средней степенью окатанности 0 и 1 (по пятибалльной системе Хабакова) следует считать еще щебнем, а обломки со степенью окатанности 2, 3, 4 — гальками.

Строение подводного берегового склона галечной береговой зоны в рассматриваемом районе зависит от ее уклона, а также от характера исходных пород и отложений. При небольших уклонах береговой зоны подводный береговой склон местами достигает в ширину нескольких сот метров. Внешняя граница его прослеживается на глубине до 15 и более метров, т. е. в районе появления мелкозернистых донных отложений.

Подводный береговой склон в большинстве случаев представлен абразионной террасой или бенчем, сложенными нижнепалеозойскими слоистыми карбонатными породами или четвертичными отложениями, в основном мореной. Интенсивность абразии и размыва на подводном береговом склоне галечной береговой зоны колеблется в значительных пределах. На нем распространяются эрратические валуны разной величины и в разном количестве. Ниже приводятся некоторые примеры галечной береговой зоны в Эстонском районе. Сначала описываются участки галечной береговой зоны, питаемые местными вдольбереговыми потоками наносов, и затем — участки галечной береговой зоны донного питания. Такое подразделение в какой-то мере является

условным. Так, на некоторых участках галечной береговой зоны донного питания наносы перемещаются частью и вдоль берега. В некоторых же случаях в строении аккумулятивных террас и кос можно совершенно четко выделить береговые валы как вдольберегового, так и донного питания. Такие участки следовало бы выделить в галечные береговые зоны сложного строения.

В Эстонском районе пока не удалось установить гравийную береговую зону в типичном виде. Гравий часто встречается в большем или меньшем количестве на берегу галечной и песчаной береговых зон. При описании конкретных участков того или другого подтипа аккумулятивной береговой зоны обращено внимание также на роль гравия в их строении и развитии. При дальнейшем изучении строения, динамики и развития аккумулятивной береговой зоны Эстонского района, несомненно, следует уделять больше внимания роли гравийных наносов.

Галечная береговая зона вдольберегового питания в типичном виде наблюдается на берегах п-ова Пакри и на островах Вяйке-Пакри и Осмуссаар.

Наиболее детально изучена галечная береговая зона в восточной части о-ва Вяйке-Пакри (рис. 26). Здесь она начинается немного южнее старых каменоломен и прослеживается в южном направлении на расстоянии примерно 2 км. В северной части ее (рис. 27) на подводном береговом склоне в диктионемовом сланце выработан ступенчатый бенч шириной примерно 125 м. В краевой части бенч переходит в довольно крутой склон ($i_{20}=0,08$), покрытый гравийными песчано-алевритовыми отложениями ($Md=0,16$ мм). С возрастанием глубины значение более мелких фракций увеличивается. Эта часть подводного

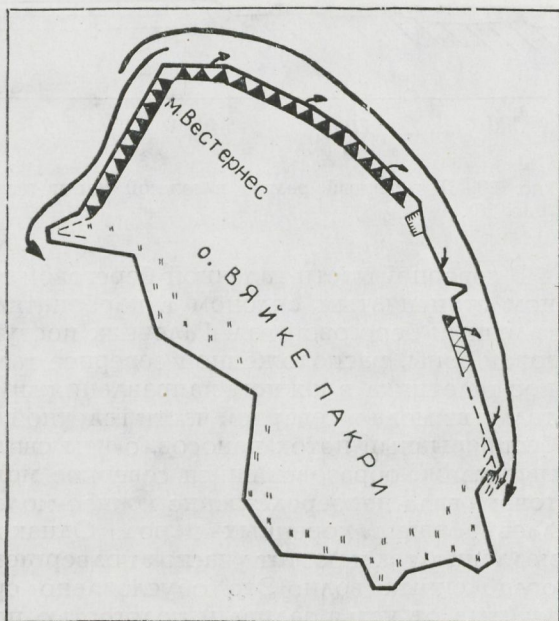


Рис. 26. Морфодинамическая схема берегового участка на о-ве Вяйке-Пакри.

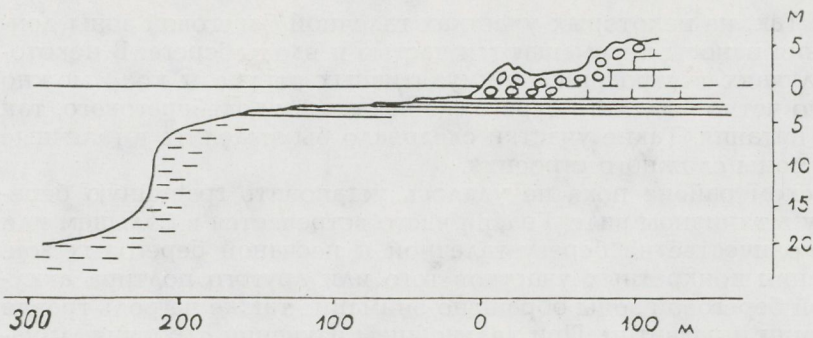


Рис. 27. Поперечный разрез в северной части галечной береговой зоны Вайке-Пакри (рис. 26).

берегового склона, вероятно, является уже склоном исходного рельефа, который в процессе развития береговой зоны покрывался мелкозернистыми отложениями. В южном направлении бенч выработан в карбонатных породах. Здесь он постепенно суживается и становится более пологим. Возрастает и значение моренного покрова с многочисленными эрратическими валунами на поверхности (рис. 28).

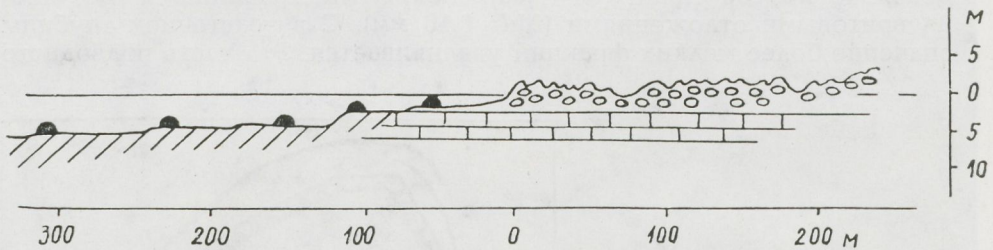


Рис. 28. Поперечный разрез в южной части галечной береговой зоны Вайке-Пакри (рис. 26).

В северной части галечной береговой зоны, на берегу, представленном ступенчатым склоном в карбонатных породах, прослеживается галечный береговой вал. Галечник поступает сюда из клифовой береговой зоны, расположенной севернее галечной. Вдольбереговой перенос галечника в южном направлении происходил свободно до строительства мола в северной части галечной береговой зоны. Мол прервал непрерывный поток наносов, о чем свидетельствуют широкий галечный пляж, образовавшийся севернее мола, и размыв галечного берегового вала непосредственно южнее мола. В последнем месте обновилась абразия коренных пород. Однако абразия происходит здесь медленно, так как этот участок подвергается деятельности значительно ослабленных волн. Это обусловлено сравнительной отдаленностью участка от устья залива и пологостью подводного берегового склона.



27. Галечная береговая зона Кюдема южнее клифа Мустьяла.



28. Серия отростков в дистальной части косы Кюдема.



29. Галечный береговой вал донного питания на п-ове Харилайд.



30. Валунная отмостка в прирезовой части галечной береговой зоны на п-ове Харилайд.

На южном, дистальном участке берега галечной береговой зоны в настоящее время происходит медленное накопление галечника в виде берегового вала. Последний вместе с древними береговыми валами образует здесь небольшую косу, растущую в южном направлении. Косой отделено от открытой акватории небольшое мелководное прибрежное озеро. Общая конфигурация береговой линии и характер рельефа подводного берегового склона и в дальнейшем ходе развития косы будут способствовать образованию новых мелководных лагун и прибрежных озер.

В восточной части о-ва Вьяке-Пакри, выше современного берегового вала, имеется ряд древних галечных береговых валов, свидетельствующих о более высоком уровне воды в прошлом. Они показывают также, что современный галечный берег восточной части острова представляет собой лишь часть разновозрастной аккумулятивной террасы и является унаследованным.

Один из наиболее хорошо изученных участков галечной береговой зоны, питающейся местным вдольбереговым потоком наносов, расположен в восточной части бухты Кюдема, южнее клифовой береговой зоны Мустъяла (см. рис. 23).

Весь береговой участок Кюдема хорошо экспонирован волнению с западного и северо-западного направлений. Лишь хвостовая часть косы, расположенная в глубине бухты, подвергается воздействию уже в значительной степени ослабленных волн. Так как уклоны морского дна на подходах к берегу на всем протяжении этого участка довольно большие ($i_{10}=0,015-0,025$), то береговой зоны достигают довольно крупные волны.

Галечная береговая зона Кюдема питается в основном потоком наносов, поступающих сюда из клифовой береговой зоны Мустъяла, расположенной к северу от Кюдема. Некоторое количество наносов выбрасывается на берег также с подводного берегового склона. Галечный берег на всем его протяжении можно считать причлененным к более древним аккумулятивным береговым образованиям. Это относится и к берегу в пределах косы. На последней отчетливо видно, что основную, более древнюю часть ее образуют дугообразные щебневые береговые валы донного питания. К ним прислоняются галечные береговые валы вдольберегового питания, постепенно удлиняющиеся в южном направлении.

Галечный берег вдольберегового питания сложен довольно хорошо окатанным галечником: окатанность галек среднегалечной фракции (2,5—5 см) равна 2,10. Хорошая окатанность галек объясняется сравнительно длинным путем их перемещения вдоль берега.

В то время как на берегу происходит накопление галечных наносов в виде четко выраженных береговых валов (табл. XV, 27), на подводном береговом склоне наблюдается абразия коренных пород. Здесь выработан пологий бенч (рис. 29), внешний край которого ступенчато понижается по меньшей мере до глубины 10 м. Подводный береговой склон абрадируется в основном на внешнем крае бенча. На абразию его указывают свежие следы отламывания и неокатанные обломки пород на поверхности бенча на глубине 2—4 м. Во время нагонных вод бенч абрадируется также в приурезовой полосе. Эти две полосы, особенно приурезовая, являются поставщиками наносов донного питания

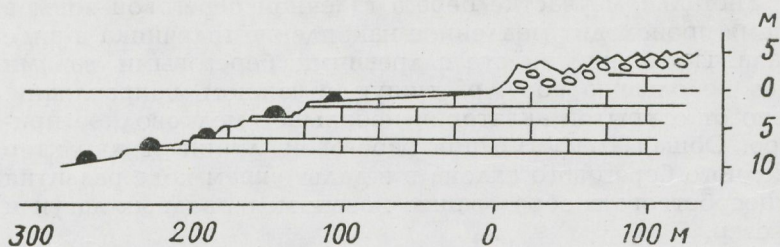


Рис. 29. Поперечный разрез галечной береговой зоны Кюдема (см. рис. 23).

на берег. Одновременно с выработкой бенча постепенно ослабевает его абразия, и выброс каменного материала с бенча на берег уменьшается. Участие донного питания в росте косы теперь трудно установить.

В современном развитии косы наблюдается также тенденция к уменьшению перемещения наносов из источника питания (клифа Мустъяла) вдольбереговым потоком. О дефиците береговых наносов свидетельствует усиливающийся размыв корневой части косы. За счет размываемых более древних береговых наносов в настоящее время происходит дальнейший рост дистальной части косы в южном направлении. То же наблюдается и на других поднимающихся берегах (Ионин, 1958; Долотов, 1961). В самой дистальной части косы можно наблюдать целую серию ранее образовавшихся отростков ее (табл. XV, 28).

Коса Кюдема является аккумулятивной формой, насаженной на коренной рельеф береговой зоны. Ее развитие предопределялось небольшими возвышениями коренного рельефа в мелководной акватории — направление косы и образующие ее береговые валы полностью повторяют внешний контур суши, освобождающейся в ходе поднятия.

На галечном берегу Кюдема хорошо прослеживается постепенное понижение гребня современного берегового вала в направлении вершины залива, что объясняется уменьшением силы волнения, проникающего в бухту.

Галечную береговую зону Кюдема следует рассматривать как унаследованную. На мысе Панга развитие галечной береговой зоны началось сразу после литориновой трансгрессии, т. е. примерно 6000 лет назад, когда наиболее высокая часть мыса поднялась выше уровня моря (Кессел, 1961 и др.). Одновременно с поднятием галечный берег развивался на все более и более низких уровнях, о чем можно судить по разновозрастным береговым валам, гирляндами окружающим мыс.

Прикорневая часть современной косы начала формироваться вдольбереговым потоком наносов приблизительно в IV или в V фазе лимниевой стадии, т. е. около 1500 лет назад.

Полуостров Харилайд (длиной до 4 км, шириной до 2 км) в северо-западной части о-ва Сааремаа в целом представляет собой разновозрастную аккумулятивную террасу, образовавшуюся в основном из наносов донного питания. Полуостров открыт воздействию волн со всех направлений, кроме восточного. Здесь развиты песчаная и галеч-

ная береговые зоны, формированию которых в пределах полуострова содействует размыв флювиогляциальных отложений последнего оледенения.

Наиболее благоприятные условия для волновой деятельности и развития галечной береговой зоны (рис. 30) сложились в юго-западной части полуострова и особенно в юго-восточной половине его, где подводный береговой склон имеет большой уклон ($i_2=0,027$; $i_5=0,013$; $i_{10}=0,007$). Для динамики этой галечной береговой зоны характерен размыв древних песчано-галечных отложений на подводном береговом склоне и выброс галечных наносов на берег, где они образуют активный причлененный береговой вал высотой около 3 м (табл. XVI, 29). Галечные наносы донного питания, перемещающиеся в основном в юго-восточном направлении, огибая мыс Харилайд, образуют косу, направленную хвостом к северо-востоку. Общая длина галечной береговой зоны составляет около двух километров.

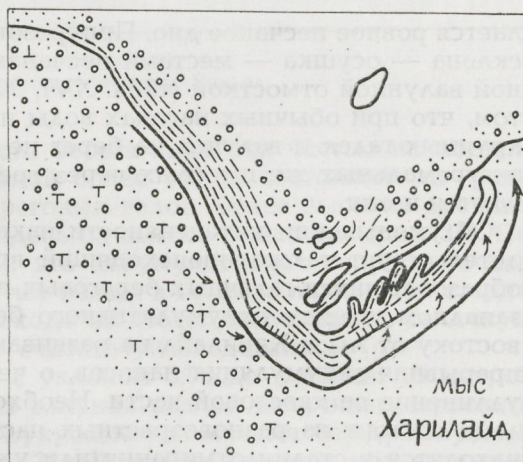


Рис. 30. Морфодинамическая схема галечной береговой зоны Харилайд.

Береговой вал сложен из хорошо окатанных галек. Окатанность галек карбонатных пород в среднегалечной фракции (2,5—5 см) равна 2,14, а галек кристаллических пород несколько меньше — 1,94. На подводном береговом склоне степень окатанности галек примерно такая же. Медианный диаметр (Md) галек в береговых наносах составляет 3,3 см, коэффициент сортировки (S_0) — 1,83, коэффициент асимметрии (Sk) — 1. Уклон внешнего склона берегового вала большой ($\sim 0,2$); в ширину вал достигает 15 м.

За современным береговым валом в сторону суши следует серия разновозрастных галечных береговых валов, поднимающихся ступенями до абсолютной высоты 5 м. Эта наклонная аккумулятивная терраса, судя по ее высоте, начала здесь образовываться в лимниевой стадии Балтийского моря и свидетельствует об отступании моря в данном районе. Современный галечный берег, таким образом, можно считать унаследованным. В пределах косы за современным береговым валом встречаются невысокие галечные валы предыдущих генераций развития ее.

Подводный береговой склон (рис. 31) до глубины 10—12 м характеризуется слабо сортированными рыхлыми наносами разной крупности и обилием эрратических валунов. В направлении к морю крупность наносов уменьшается, все меньше встречается эрратических валунов, увеличивается значение песка. Начиная с глубины 10—12 м рассти-

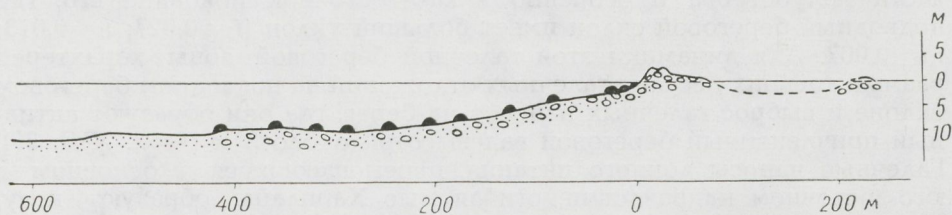


Рис. 31. Поперечный разрез галечной береговой зоны Харилайд.

ается ровное песчаное дно. Приурезовая часть подводного берегового склона — осушка — местами песчаная, местами представлена защитной валунной отмосткой (табл. XVI, 30). Последняя свидетельствует о том, что при обычных нагонах воды и средних штормах для выброса крупных галек и валунов на берег не хватает волновой энергии. При экстремальных же штормах через гребень берегового вала выбрасываются и они.

Об уменьшении интенсивности накопления наносов на берегу свидетельствует также происходящий время от времени размыв ранее образовавшихся галечных береговых валов (дефицит наносов) на юго-западном участке аккумулятивного берега. В то же время к северо-востоку от мыса Харилайд на развивающейся косе продолжается беспрерывная аккумуляция наносов, о чем свидетельствует постепенное удлинение ее хвостовой части. Необходимо отметить, что коса Харилайд состоит из разновозрастных частей, из которых более древние находятся в стадии отмирания или уже отмерли. Учитывая строение косы в целом, можно сказать, что здесь волновая равнодействующая уже длительное время имеет одно направление, и поэтому современные характер и развитие косы можно считать унаследованными.

Галечная береговая зона Калана в южной части п-ова Кыпу (о-в Хийумаа), протяженностью около 2 км, подвергается воздействию волн с южного и юго-западного направлений (рис. 32). В сторону суши от аккумулятивной щебневой береговой зоны располагается древняя аккумулятивная терраса.

Современный галечный береговой вал сложен преимущественно гальками карбонатных пород с примесью кристаллических; в среднегалечной фракции (2,5—5 см) содержится 80—90% галек карбонатных пород. В восточном направлении галечный берег уступает место моренному берегу с многочисленными эрратическими валунами. На обращенном к морю склоне берегового вала наблюдаются явные следы размыва, что свидетельствует о дефиците поступления наносов на берег и о повторном переотложении их. На слабое перемещение галечника из центральной части берега в восточную и западную указывает лучшая окатанность галек в этих направлениях.

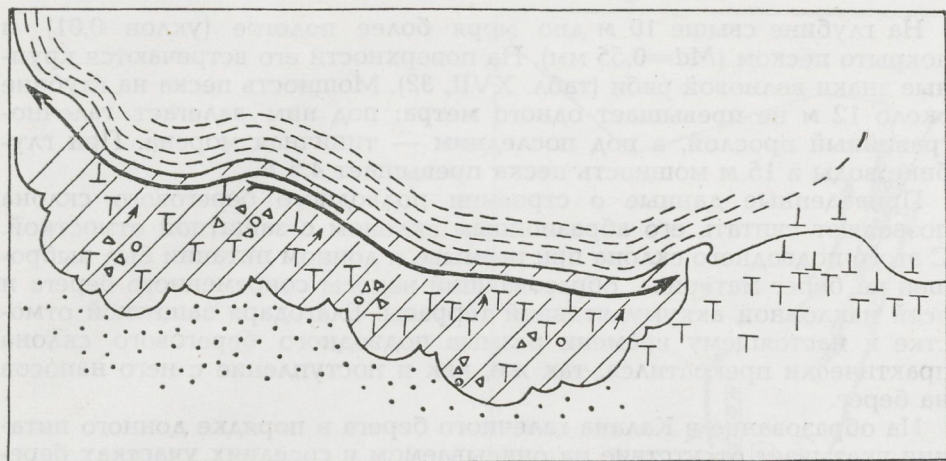


Рис. 32. Морфодинамическая схема берегового участка Калана.

Галечные наносы современного берега являются частью наклонной аккумулятивной террасы шириной более 150 м, состоящей из ряда разновозрастных щебневых береговых валов. Более высокие древние береговые валы расположены здесь на высоте около 6 м (рис. 33). По данным Х. Кессл (1961 и др.), эта аккумулятивная терраса начала образовываться примерно 1500 лет назад, в IV фазе лимниевой стадии развития Балтийского моря. Исходя из этого, современную галечную береговую зону Калана можно считать унаследованной.

Подводный береговой склон с уклоном 0,06 до глубины 10 метров покрыт защитной отмосткой из валунов разной величины, заросших водорослями, главным образом фукусовыми. Местами между валунами встречаются гальки (табл. XVII, 31). Во время сгонных вод, валунная отмостка частично осушается.

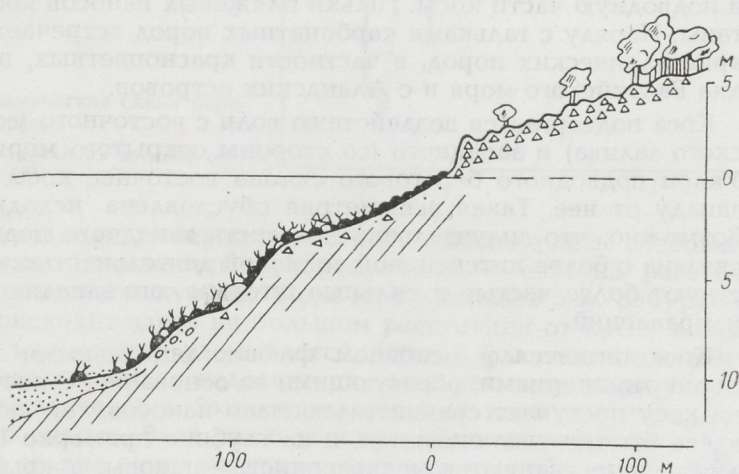


Рис. 33. Поперечный разрез галечной береговой зоны Калана.

На глубине свыше 10 м дно моря более пологое (уклон 0,01) и покрыто песком ($Md=0,55$ мм). На поверхности его встречаются крупные знаки волновой ряби (табл. XVII, 32). Мощность песка на глубине около 12 м не превышает одного метра; под ним залегает галечно-гравийный прослой, а под последним — типичная морена. При глубине воды в 15 м мощность песка превышает 4,5 м.

Приведенные данные о строении подводного берегового склона позволяют считать его абразионным склоном с защитной отмосткой. С этого подводного склона при размыве и донном питании был выброшен на берег материал, образовавший наносы современного берега и всей наклонной аккумулятивной террасы. Благодаря защитной отмостке к настоящему времени размыв подводного берегового склона практически прекратился, так же, как и поступление с него наносов на берег.

На образование в Калана галечного берега в порядке донного питания указывает отсутствие на описываемом и соседних участках береговой зоны обнажений коренных карбонатных пород, которые могли бы послужить источником галек карбонатных пород, слагающих здесь береговые валы.

На косе Сырве распространяется галечная береговая зона. Под этой косой подразумевается южная оконечность мыса Сырве вместе с небольшими островами и подводным рифом, являющимся его продолжением в юго-западном направлении (рис. 34). Вся эта единая форма состоит в основном из гравийно-галечных наносов. В непосредственной близости к м. Сырве расположен о-в Везитюкимаа (табл. XVIII, 33), далее в направлении к Ирбенскому проливу прослеживаются отмели, из которых отдельные, например Пикасяэремаа (табл. XVIII, 34), во время сгонных вод осушаются.

Возможно, что исходной формой рельефа косы Сырве была флювиогляциальная гряда, преобразованная впоследствии деятельностью волн. Более мелкие фракции из нее были вымыты, и на месте остались лишь гравийно-галечные фракции, образовавшие как надводную, так и подводную части косы. Гальки пляжевых наносов косы хорошо окатаны. Наряду с гальками карбонатных пород встречается много галек кристаллических пород, в частности красноцветных, поступивших со дна Балтийского моря и с Аландских островов.

Коса подвергается воздействию волн с восточного (со стороны Рижского залива) и западного (со стороны открытого моря) направлений. Уклон подводного берегового склона восточнее косы больше, чем к западу от нее. Такая асимметрия обусловлена исходным рельефом. Возможно, что значительная пологость западного подводного склона связана с более интенсивной волновой деятельностью; на него воздействуют более частые и сильные штормы юго-западного и западного направлений.

Коса питается в основном флювиогляциальными гравийно-галечными отложениями, образующими ее основание. С восточной стороны на косу поступает сравнительно мало наносов, так как глубина моря здесь быстро увеличивается, и на глубине примерно 10 м и более на дне распространяются мелкозернистые наносы, покрывающие тонким слоем позднеледниковые ленточные глины.

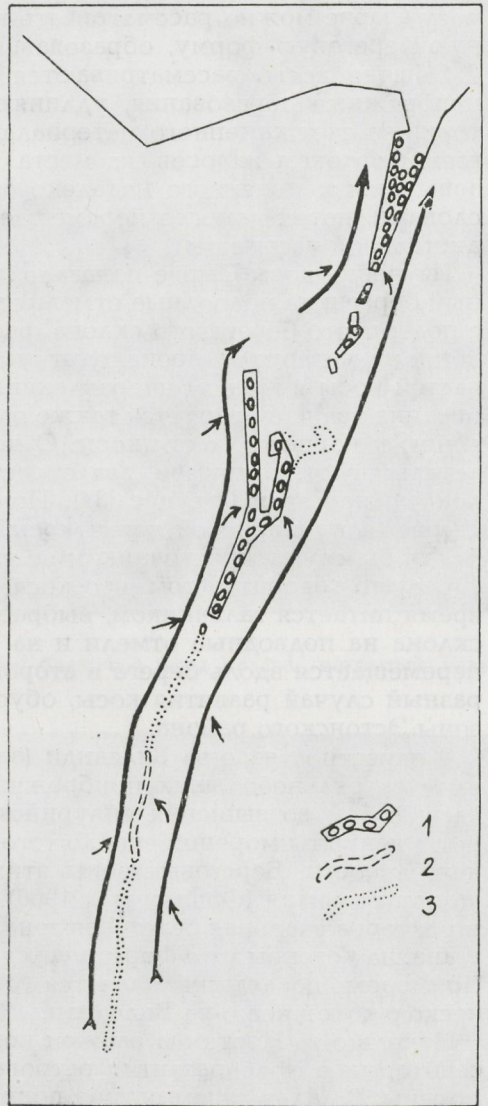


Рис. 34. Морфодинамическая схема берегового участка Сырве.

1 — надводная, 2 — время от времени осушающаяся и 3 — подводная части косы.

Поверхность подводного берегового склона западнее косы слабоволнистая и медленно понижается в сторону моря — еще на расстоянии около 400 м от косы глубина воды не превышает 5 м. Забурунивание волн происходит здесь на большом расстоянии от косы, и подводный склон интенсивно размывается. Кроме флювиогляциальных отложений, размывающихся недалеко от косы, размыву подвергается и морена, обнажающаяся в более отдаленной от косы части подводного берегового склона. Весь размывтый гравийно-галечный материал выбрасывается со дна моря на надводную или на подводную часть косы, где развиваются галечные берега или отмели. Таким образом,

косу Сырве можно рассматривать как разновозрастную аккумулятивную береговую форму, образовавшуюся в порядке донного питания.

Обычно косы рассматриваются как свободные аккумулятивные прибрежные образования, удлиняющиеся в сторону открытой акватории за счет каменного материала, приносимого на берег вдольбереговым потоком наносов из места питания (абразионный береговой зоны), расположенного недалеко от его прикорневой части. Иными словами, поток наносов перемещается вдоль берега в направлении к дистальной части косы.

Изучение косы Сырве показало, что в современное время на галечный берег и на подводные отмели галечник выбрасывается в основном с подводного берегового склона, расположенного западнее ее. За счет донного материала происходит удлинение надводной и подводной частей косы в южном направлении. Этот береговой галечник донного питания транспортируется также вдоль берега к северу, т. е. по направлению к корневой части косы. О перемещении наносов на север свидетельствуют, например, два отростка острова Везитюкимаа, направленные на север (см. рис. 34). Помимо того, на оконечности п-ова Сырве, в прикорневой части косы, нет участков абразии, которые могли бы служить источником ее питания.

Все это говорит о том, что коса Сырве в целом уже длительное время питается галечником, выбрасываемым с подводного берегового склона на подводные отмели и на берег узкой косы, по которым он перемещается вдоль берега в сторону суши. Это, несомненно, своеобразный случай развития косы, обусловленный отмелью береговой зоны Эстонского района.

В окрестностях о-ва Вилсанди (западное побережье о-ва Сааремаа) имеется ряд небольших прибрежных островов. Последние представляют собой возвышения силурийских карбонатных пород, которые были покрыты моренной еще до того, как они попали в сферу волновой деятельности. Береговые зоны этих островов находятся на разных этапах развития (Орвику мл., 1966). Для некоторых островов в целом характерна скальная береговая зона. Другие в своем развитии достигли этапа, на котором уже формируется активная галечная береговая зона. Примером последних является остров Ноотамаа, расположенный несколько южнее о-ва Вилсанди.

Цоколь о-ва Ноотамаа сложен коренными карбонатными породами, с которых в ходе развития острова был смыт маломощный покров морены. В дальнейшем остров покрылся береговыми наносами в виде береговых валов. Аккумуляция наносов на берегу продолжается и в настоящее время. Об этом свидетельствует галечный береговой вал с активным пляжем.

Берега о-ва Ноотамаа (рис. 35) находятся в разных гидродинамических условиях. В западной и северо-западной частях его, открытых действию штормовых волн, уклон берегового склона до глубины 5 м относительно крутой ($i_5=0,1$) и несколько выполаживается с возрастанием глубины ($i_5-10=0,005$). Остальные участки береговой зоны острова в большей или меньшей мере защищены от сильного штормового волнения. Меньше здесь и уклоны на подходах к берегу ($i_5=0,005-0,003$). Эти различия в уклонах подводного берегового склона и в экспозиции береговой зоны определяют строение галечного



31. Подводный береговой склон галечной береговой зоны Калана, покрытый валунами и щебнем.



32. Подводный береговой склон галечной береговой зоны Калана на глубине более 10 м, покрытый крупными песчаными знаками ряби.



33. Галечная береговая зона Сырве. Южная часть о-ва Везитюкимаа.



34. Галечная береговая зона Сырве. Отель Пиккасяэремаа во время сгонных вод.



35. Галечная береговая зона донного питания в северо-западной части о-ва Ноотамаа. Бенч в карбонатных породах, покрытый тонким слоем щебня.



36. Остров Ноотамаа. Береговой вал на косе восточного направления.

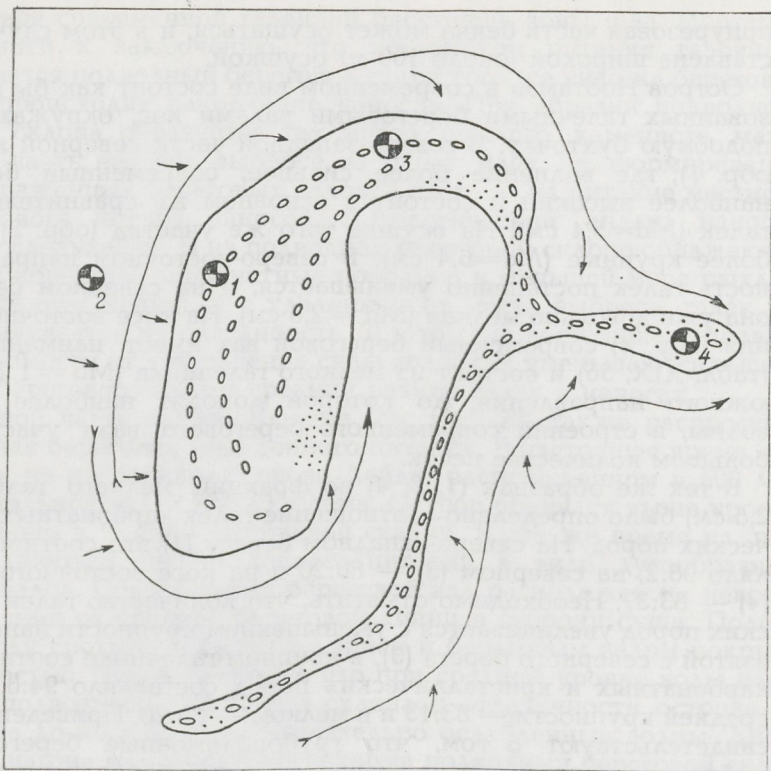


Рис. 35. Морфодинамическая схема о-ва Ноортамаа.

берега в разных частях острова. На хорошо экспонированном северо-западном берегу относительная высота современного галечного берегового вала около 2,1 м, а на юго-восточном, защищенном от сильного волнения, лишь 1,3 м (рис. 36). Это свидетельствует о большей интенсивности волновых процессов на северо-западном берегу острова. На это указывает и приурезовая часть подводного берегового склона, который здесь выработан в виде слабо наклоненного в сторону моря бенча в карбонатных породах и покрыт известняковым щебнем местного происхождения (табл. XIX, 35). Во время сгонного уровня воды

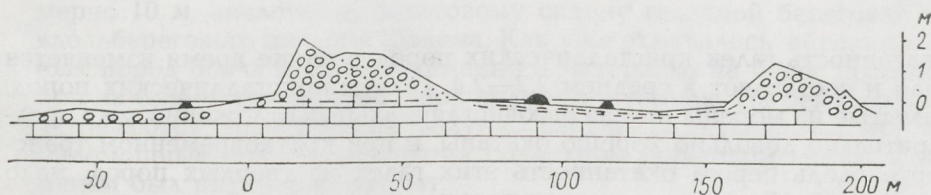


Рис. 36. Поперечный разрез галечной береговой зоны Ноортамаа.

приурезовая часть бенча может осушаться, и в этом случае она представлена широкой (около 100 м) осушкой.

Остров Ноотамаа в современном виде состоит как бы из трех образованных галечными береговыми валами кос, окружающих лагуну подобную бухточку. В северо-западной части северной косы (рис. 35, обр. 1), где волнение более сильное, современный береговой вал наиболее высокий и состоит в основном из сравнительно крупных галек ($Md=5,4$ см). На осушке того же участка (обр. 2) гальки еще более крупные ($Md=6,4$ см). В северо-восточном направлении крупность галек постепенно уменьшается, и на северном берегу (обр. 3) она уже довольно мелкая ($Md=2,6$ см). На косе восточного направления (обр. 4) современный береговой вал имеет наименьшую высоту (табл. XIX, 36) и состоит из мелкого галечника ($Md=1,2$ см). На косе южного направления, до которой доходят наиболее ослабленные волны, в строении современного берегового вала участвует уже в большом количестве песок.

В тех же образцах (1, 3, 4) во фракции мелкого галечника (1,0—2,5 см) было определено соотношение галек карбонатных и кристаллических пород. На северо-западном берегу (1) это соотношение составляло 98:2, на северном (3) — 80:20 и на косе восточного направления (4) — 63:37. Необходимо отметить, что количество галек кристаллических пород увеличивается с уменьшением крупности наносов. В пробе, взятой с северного берега (3), в крупном галечнике соотношение галек карбонатных и кристаллических пород составляло 94:6, в галечнике средней крупности — 83:13 и в мелком — 80:20. Приведенные примеры свидетельствуют о том, что грубообломочные береговые наносы, выбрасываемые со дна на северо-западный берег, переносятся оттуда вдоль берега в восточном направлении. Их средняя размерность при этом уменьшается, и количество галек кристаллических пород в мелком галечнике увеличивается. В восточном направлении повышается и степень окатанности галек карбонатных пород. Это иллюстрируют данные соответствующих анализов средне- и мелкогалечной фракций упомянутых образцов:

Фракция, см	Степень окатанности			
	Номера образцов			
	1	2	3	4
1,0—2,5	1,46	1,66	2,06	2,04
2,5—5,0	1,29	1,76	2,03	2,12

Окатанность галек кристаллических пород в то же время изменяется мало и составляет в среднем 2,2—2,4. Гальки кристаллических пород, вымытые из морены или из флювиогляциальных отложений, уже предварительно довольно хорошо окатаны, и при кратковременном транспорте вдоль берега окатанность этих галек из твердых пород мало изменяется. Гальки же сравнительно мягких карбонатных пород, образовавшиеся при абразии коренных пород, даже при непродолжительном транспорте легко окатываются.

На примере современной галечной береговой зоны о-ва Ноотамаа можно прийти к заключению, что источником питания галечного берега является подводный береговой склон того же участка береговой зоны, где происходит накопление наносов. При абразии подводного берегового склона образуется так много рыхлого каменного материала, что часть его при выбросе на берег идет на формирование хорошо выраженных береговых валов, а часть — на питание местного вдольберегового потока наносов. Литологический анализ наносов показывает следующее: 1) на подводном береговом склоне обнажаются в основном коренные карбонатные породы и в меньшей мере рыхлые гляциальные отложения; 2) с удалением от места выброса галек на берег увеличивается их окатанность, 3) в том же восточном направлении в зависимости от уменьшения силы волнения уменьшаются высота активного берегового вала и средний размер галек в наносах.

В восточной части залива Кюдема (см. рис. 23) также распространена галечная береговая зона донного питания. В настоящее время она развивается на небольшом острове Лайду, расположенном в 600 м к югу от дистальной части косы Кюдема. Остров поднялся выше уровня воды примерно в V фазе лимниевой стадии. В это же время на нем стал накапливаться щебень донного питания в виде дугообразных береговых валов. Современный береговой вал расположен на некотором расстоянии от средней береговой линии в сторону суши. Полоса берега между средней береговой линией и береговым валом покрыта растительностью. Это показывает, что при среднем уровне воды из-за отмелости подводного берегового склона и отдаленности острова от устья залива до него доходят значительно ослабленные волны. Лишь в условиях нагона вод и сильного шторма подводный береговой склон разрушается, раздробленные обломки выбрасываются на берег и накапливаются в виде галечного вала. Такая картина характерна в Эстонском районе и для других участков галечной береговой зоны донного питания.

Щебень берегового вала угловатый и слабо окатанный. Коэффициент окатанности обломков карбонатных пород в среднегалечной фракции 0,21. Это объясняется тем, что обломки при перемещении прошли очень короткий путь от места источника питания на подводном склоне до места накопления их на берегу, где происходит лишь незначительное продольное перемещение наносов, чем отчасти и обусловлено дугообразное очертание валов на острове.

Подводный береговой склон на открытой волнению стороне о-ва Лайду выработан в виде очень пологого и широкого бенча в карбонатных породах. Внешний край его ступенчато понижается до глубин примерно 10 м, аналогично береговому склону галечной береговой зоны вдольберегового питания Кюдема. Как уже отмечалось, абразия коренных пород бенча и выброс каменного материала на берег происходят при нагонном уровне воды, при сильных штормах. На бенче рассеяно встречаются эрратические валуны, свидетельствующие о том, что маломощный покров морены на подводном береговом склоне со временем был полностью размыт.

Такие небольшие острова с галечными береговыми валами донного питания, как Лайду, сформировались в условиях неотектонического поднятия и севернее этого острова, там, где в недавнем геологическом

прошлом образовалась коса Кюдема. Об этом свидетельствуют дугообразные береговые валы из слабо окатанного щебня за галечными береговыми валами вдольберегового питания. При росте косы Кюдема в южном направлении к этим островам с береговыми валами донного питания причленился береговой вал вдольберегового питания. Такое сочетание галечных береговых валов разного происхождения особенно характерно для береговой зоны восточной части залива Кюдема.

Строение галечной береговой зоны донного питания на о-ве Кюлайд (северо-западное побережье о-ва Хийумаа) примерно такое же, как и на о-ве Лайду. Здесь на подводном береговом склоне абрадируются ордовикские карбонатные породы, и каменный материал выбрасывается на берег, где образовалась аккумулятивная терраса, состоящая из разновозрастных щебневых валов. Как самый молодой вал, так и валы, образовавшиеся до него, состоят в основном из неокатанного местного карбонатного материала — щебня (табл. XX, 37).

Подводный береговой склон выработан здесь в виде широкого пологого бенча в карбонатных породах. При сгонном уровне воды осушается широкая полоса приурезовой части его (табл. XX, 38).

Многочисленные небольшие острова находятся в районе Вьянамери. Так как в пределах его гидродинамические условия в значительной степени отличаются от условий в береговой зоне открытого моря, то представляет интерес ознакомиться со строением галечной береговой зоны этих островов. В Вьянамери длина разгона волн и глубина воды меньше, и поэтому в береговую зону поступают более мелкие волны, чем в условиях открытого моря. В результате этого здесь даже на хорошо экспонированных участках абразия и аккумуляция происходят менее интенсивно. На этих островах абрадируется в основном приурезовая полоса подводного берегового склона. На берегу наблюдается дефицит наносов, проявляющийся в малой мощности их, в прерывистости и небольшой высоте образующихся галечных береговых валов. Характерно распространение форм донного питания, нередко образующихся в верхней части берега.

Примером галечной береговой зоны на островах Вьянамери может служить небольшой остров Ханераху (рис. 37), расположенный в 10 км к юго-востоку от п-ова Сарве (о. Хийумаа). Длина его в меридиональном направлении доходит до 250 м, а ширина в широтном направлении — до 80 м. Остров этот представляет собой звено одной из крайних ледниковых зон последнего оледенения, прослеживающийся в пределах Вьянамери в виде цепочки небольших островов. Береговая зона и сам остров сложены мореной. Исходный склон восточной части острова более крутой, разновозрастные береговые валы на нем расположены ближе друг к другу, более крупные и лучше выработаны (табл. XXI, 39), чем в западной части. Это можно объяснить различиями в гидродинамическом режиме по обе стороны острова. Любопытно все же, что относительная высота гребня активного берегового вала приблизительно одинакова по ту и другую сторону острова — около 1,5 м.

Разными гидродинамическими условиями следует объяснить и различия в крупности галек активного берегового вала (рис. 37; места взятия проб обозначены номерами 1—7). На восточном берегу средняя крупность галек меньше ($Md = 1,2—2,7$ см), чем на западном



37. Галечная береговая зона донного питания на о-ве Кюлалайд. Береговой вал донного питания из неокатанных обломков карбонатных пород.



38. Бенч в карбонатных породах перед северо-западным берегом о-ва Кюлалайд во время стонного уровня воды.



39. Галечный берег донного питания в восточной части о-ва Ханераху.



40. Галечный берег донного питания на о-ве Лангекаре.

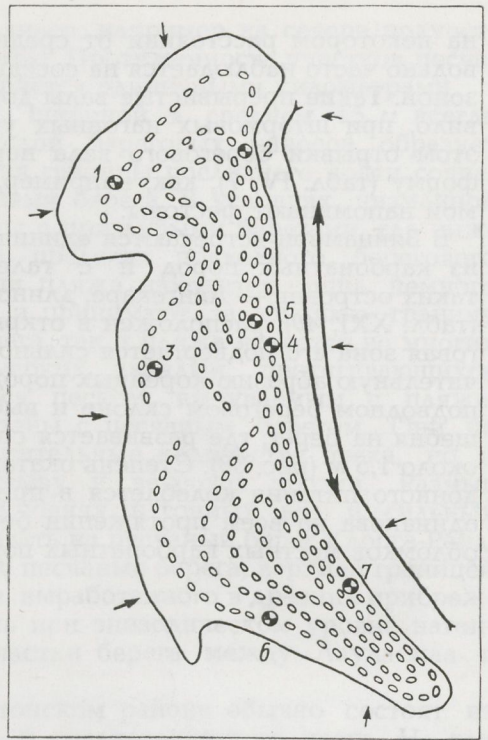


Рис. 37. Морфодинамическая схема о-ва Ханераху.

($Md = 3,4—4,2$ см). Следовательно, восточный берег более доступен действию волн, чем западный, подвергающийся сильному волнению лишь при нагонном уровне вод. На такие различия в режиме волнения, вероятно, указывает и лучшая окатанность галек среднегалечной фракции на восточном берегу (2,4—2,5) по сравнению с западным (1,5—1,8). На первом частота волнения больше и гальки там более подвижные, чем на втором. Не исключена возможность, что окатанность галек по ту и другую сторону острова была различной уже в размываемых отложениях.

На подводном береговом склоне размывается морена и, возможно, флювиогляциальные отложения. Размытый галечный материал выбрасывается на берег, где накапливается в виде берегового вала. Вдоль восточного и западного берега не наблюдается различий в степени окатанности галек в пробах, взятых из центральных участков этих берегов и из расположенных ближе к их северным и южным оконечностям. Это свидетельствует об отсутствии более значительных перемещений наносов вдоль обоих берегов.

Восточную береговую зону о-ва Ханераху в Вьянамери следует рассматривать как типичную галечную с четко выраженными береговыми валами на берегу и с постоянно размываемым подводным береговым склоном. Западная береговая зона острова, вероятнее всего, переходная между моренной и галечной. На это указывает прерывистость галечного берегового вала и расположение его в верхней части берега

на некотором расстоянии от средней береговой линии, как это довольно часто наблюдается на соседних островах с моренной береговой зоной. Такие прерывистые валы донного питания возникают, как правило, при штормовых нагонных уровнях воды. Образующиеся при этом отрывки берегового вала нередко приобретают дугообразную форму (табл. IV, 7), как, например, на о-ве Ахелайд. Они своей формой напоминают фестоны.

В Вьянамери встречаются единичные небольшие острова с цоколем из карбонатных пород и с галечной береговой зоной. Один из таких островов — Лангекаре, длиной около 100 м, шириной около 50 м (табл. XXI, 40), расположен в открытой части Вьянамери, и вся береговая зона его подвергается сильному волнению. Это обусловило значительную абразию коренных пород на пологом (уклон i_5 менее 0,001) подводном береговом склоне и выброс образующегося известкового щебня на берег, где развивается современный береговой вал высотой около 1,5 м (рис. 38). Степень окатанности галек этого берегового вала донного питания колеблется в пределах 1,9—2,2 и более или менее одинакова на всем протяжении берега. Галечник состоит на 95% из обломков местных карбонатных пород.

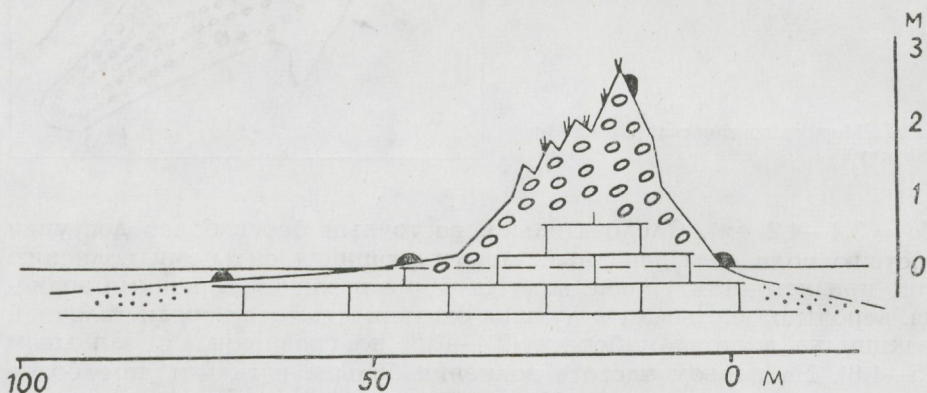


Рис. 38. Поперечный разрез галечной береговой зоны Лангекаре.

На берегу острова Лангекаре, как и на других берегах небольших островов Вьянамери, много эрратических валунов, вытолкнутых сюда напором морского льда. Они свидетельствуют о том, что в пределах этого острова распространялся маломощный покров морены, смытый на более ранних стадиях развития острова (Орвику Каарел, 1966).

Приведенные примеры показывают, что для Вьянамери особенно характерна галечная береговая зона с береговыми валами донного питания.

Песчаная береговая зона

В Эстонском районе песчаная береговая зона распространяется на сравнительно ограниченных участках. Обычно она развита в вершинной части заливов, например в Лахеперском, Таллинском и других

заливах, но встречается и вне заливов, например на севере полуостровов Тахкуна и Кыпу (о-в Хийумаа). Протяженность участков песчаной береговой зоны обычно измеряется единичными километрами.

Берег песчаной береговой зоны шириной в среднем 15 м всегда односклоновый. Поверхностный слой береговых наносов образует активный пляж. Верхняя и нижняя границы последнего почти совпадают с соответствующими границами берега. В условиях низменной береговой зоны, в отличие от зоны с приглубыми берегами, где нижняя граница пляжа проходит в пределах подводного берегового склона, подножие шлейфа отсыпи пляжа находится лишь немного ниже среднего уровня воды. Его и принимают за нижнюю границу берега. Верхней границей как берега, так и пляжа является во многих случаях линия подножия невысоких авандюн, протягивающихся параллельно берегу и питающихся песком, выдуваемым с пляжа. Авандюны в своем развитии связаны с песчаным берегом. Они не только получают с берега дополнительные количества песка, но и эпизодически подвергаются размыву и ветровой эрозии. Размыв происходит при эпизодических уровнях нагонных вод и сильных штормах. Для примера можно указать на песчаный берег Клоога-Ранд, Тахкуна и др. Встречаются и такие песчаные берега, верхней границей которых служит подножие уступа, выработанного в древних прибрежных песках и размываемого лишь при эпизодическом уровне нагонных вод, например некоторые участки берега между Лауласмаа и Клоога-Ранд.

Наносы песчаного берега в Эстонском районе обычно состоят из хорошо отсортированного мелко- и среднезернистого песка. Но так как протяженность участков песчаного берега небольшая, то сюда поступают со смежных участков абразионной береговой зоны, а в некоторых случаях и с подводного берегового склона того же участка песчаной береговой зоны, и более грубозернистые наносы (обычно гравий, реже галечник). Эти наносы на поверхности песчаного пляжа нередко накапливаются в продольные пологие временные валы, подобные временным галечным валам на внешнем склоне активного галечного пляжа. Образование первых можно объяснить так же, как и вторых. Разница между ними заключается главным образом в том, что на более крутом склоне галечного пляжа временные валы расположены близко друг к другу, а на более пологом песчаном пляже эти валы из более грубых наносов находятся на некотором расстоянии друг от друга, т. е. между ними протягиваются песчаные полосы.

Временные валы грубозернистых наносов на поверхности песчаного пляжа перестраиваются при каждом более сильном волнении. Однако они могут быть захоронены под песком и таким образом законсервированы. В поперечном разрезе береговых наносов такие захороненные в песке продольные валы более грубозернистых наносов представлены маломощными линзами гравия и галечника.

Временные валы из более грубых наносов на песке прослеживаются, например, на участках песчаного берега Клоога-Ранд, Пирита и др. (Орвику Каарел, Орвику К., 1974). Такие валы из более грубозернистых наносов особенно характерны для берегов смешанных береговых зон, расположенных в виде небольших участков между абразионными и песчаными береговыми зонами.

Иногда в составе наносов песчаного берега определенную роль играют валуны и гальки, принесенные на берег прикрепившимися к ним фукусовыми водорослями (Orviku, Kaarel, 1966).

Подводный береговой склон песчаной береговой зоны в основном пологий, широкий, песчаный покров его маломощный. Обычно песок образует пологие подводные валы. Число последних, как правило, 2—3, и расположены они более или менее параллельно друг другу и береговой линии. В ложбинах между ними иногда обнажаются морена или коренные породы (кембрийские песчаники), например на береговом участке Пирита. В отдельных местах, например на п-ове Тахкуна, покров песка на береговом склоне настолько незначительный, что четко выраженные подводные береговые валы здесь не образуются.

Прибрежная часть подводного берегового склона во время сгонного уровня воды, осушается; ширина осушки местами достигает 100 м. Внешним краем ветровой осушки нередко является первый от берега подводный песчаный вал, который при сгонном уровне преобразовывается во временный песчаный берег с пляжем. Иногда осушается лишь первый подводный песчаный вал, и между ним и берегом образуется временная лагуна. Осушенный песчаный вал в таком случае полностью преграждает волнам путь к берегу.

Одним из наиболее изученных является участок песчаной береговой зоны в Клоога-Ранд (рис. 39; табл. XXII, 41), расположенный в юго-восточной части залива Лахепере. Эта береговая зона продолжается в северо-западном направлении почти до уступовой береговой зоны Лауласмаа. Однако там она отличается от типичной песчаной береговой зоны, и ее можно рассматривать как смешанную береговую зону. Длина песчаной береговой зоны Клоога-Ранд около 2 км. Берег сложен в основном мелкозернистым песком (до 85%) с примесью среднезернистого (до 21%; $Md = 0,20$; $S = 1,1$). В последние годы в пляжевых песках отмечается появление небольшого количества более грубого материала, который при выдувании песка с пляжа образует на нем защитную отмокту или ветровую рябь. Этот более грубый материал состоит из крупнозернистого песка (~50%) и мелкозернистого гравия (~45%; $Md = 0,94$, $S_o = 1,8$).

Рельеф поверхности пляжа постоянно изменяется соответственно уровню нагонных вод и энергии прибойного потока. Однако особых мезоформ, сохраняющихся длительное время, здесь не образуется. При сильных штормах на берег выбрасывается много водяных растений, в частности фукусовых водорослей. С кустиками фукуса нередко на пляж выбрасываются камни — экзотический элемент в пляжевом наносе. Во время сильных ветров западного направления с пляжа выдувается немалое количество песка.

Со стороны суши берег окаймлен полосой авантюн, относительная высота которых со стороны берега около 1,5 м. Сложены они из такого же песка, как и пляж (содержание мелкозернистого песка 76%, среднезернистого 24%; $Md = 0,22$, $S_o = 1,1$). За полосой авантюн располагаются аккумулятивная песчаная терраса и заросшие невысокие прибрежные дюны. Исходя из того, что в правершине залива Лахепере в течение длительного времени существовали условия, благоприятные для развития аккумулятивной песчаной береговой зоны, современную



41. Песчаная береговая зона Клоога-Ранд. На заднем плане осушка.



42. Песчаная береговая зона Клоога-Ранд. Временная лагуна в пределах осушки.



43. Песчаная береговая зона Пирита.



44. Песчаная береговая зона Пирита. Валуны на осушке указывают на близость морены.

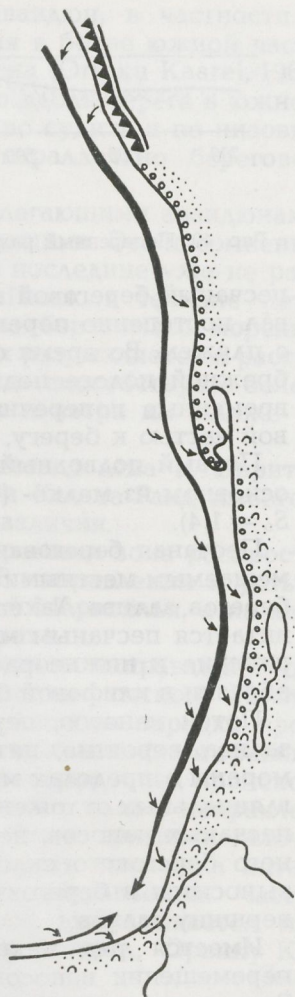


Рис. 39. Морфодинамическая схема берегового участка Лауласмаа — Клоога-Ранд.

песчаную береговую зону следует считать унаследованной (Orviku, K., Orviku K. jun., 1969).

Подводный береговой склон (рис. 40) пологий ($i = 0,008$). В пределах первых 500 метров на нем прослеживается 2—3 подводных песчаных вала и между ними ложбины, расположенные параллельно друг другу и повторяющие в основном контур береговой линии. Подводные песчаные валы являются зонами забурунивания не только при сгонном и среднем, но и при нагонном уровне воды, и поэтому берега достигают лишь ослабленные волны. Только при очень высоком нагоне воды к берегу подходят волны значительной величины. При низком уровне воды приурезовая часть подводного склона, включая первый песчаный вал, осушается, и ширина образующейся ветровой осушки может достигать 100 метров (табл. XXII, 42). Во время длительного стояния низкого уровня сгонных вод, как правило, в начале лета, внешний край первого от берега подводного песчаного вала преобразуется в

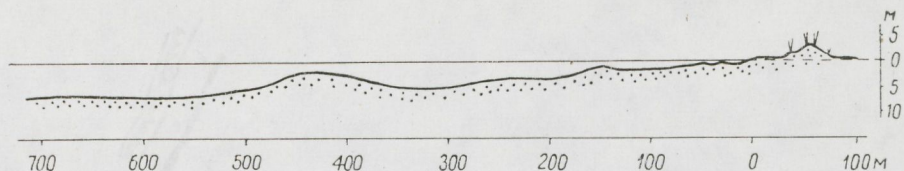


Рис. 40. Поперечный разрез песчаной береговой зоны Клоога-Ранд (см. рис. 39, II).

песчаный береговой вал. В летнее время можно проследить, как этот вал постепенно перемещается в сторону берега и наконец смыкается с пляжем. Во время слабого волнения и сгонного уровня воды в прибрежной полосе подводного берегового склона местами образуются временные поперечные песчаные выступы, причлняющиеся корневой частью к берегу.

Первый подводный песчаный вал, так же, как и пляж, состоит в основном из мелко- (63%) и среднезернистого (33%) песка ($Md=0,19$, $S_0=1,4$).

Песчаная береговая зона Клоога-Ранд питается материалом, перемещаемым местными вдольбереговыми потоками наносов вдоль обоих берегов залива Лахепере. Поток наносов вдоль юго-западного берега питается песчаным материалом, источником которого служат кембрийские и нижнеордовикские терригенные породы, подвергающиеся абразии в клифовой береговой зоне Пакри.

Поток наносов, перемещающийся вдоль северо-восточного берега залива, вероятно, питается песчаными фракциями, вымываемыми из морены в пределах моренной береговой зоны Лохусалу и из флювиогляциальных отложений в уступовой береговой зоне Лауласмаа. Часть песчаных наносов, несомненно, поступает непосредственно с подводного берегового склона. Некоторое количество песчаных наносов выносятся в береговую зону водами ручья Треппоя, впадающего в вершину залива.

Имеется ряд индикаторов, свидетельствующих о направленном перемещении наносов в пределах песчаной береговой зоны Клоога-Ранд в сторону вершины залива. Так между Лауласмаа и Клоога-Ранд находится небольшая песчаная коса, удлиняющаяся в сторону вершины залива. Дистальный конец ее настолько отклонен к берегу, что об этой косе можно говорить как о замыкающей аккумулятивной форме.

Вдоль песчаного пляжа, от Лауласмаа до Клоога-Ранд включительно, прослеживаются временные галечно-гравийные валы, образующиеся при вдольбереговом перемещении грубообломочных наносов. Эти наносы при перемещении от источника питания к вершине залива становятся все более маломощными и мелкозернистыми (Орвику Каарел, Орвику К., 1974). Такое закономерное изменение количества и крупности материала свидетельствует не только об ослаблении силы волнения в направлении к вершине залива, но и о постоянной тенденции перемещения наносов в том же направлении.

В пределах типичного участка песчаного берега в условиях эпизодического нагонного уровня воды наблюдается сильный размыв

пляжа и даже обращенного к морю склона авандюн, в частности в более северном участке пляжа. В то же время в более южной части его наблюдается значительное накопление песка (Orviku Kaarel, 1969) что свидетельствует также о перемещении его вдоль берега в южном направлении, к вершине залива. Об этом можно судить и по низовью ручья Треппоя, русло которого отклонено параллельно береговой линии в том же направлении.

Песчаная береговая зона Клоога-Ранд с прилегающими авандюнами в летнее время интенсивно посещается отдыхающими. Это несомненно влияет на развитие пляжа и авандюн, так как последние уже не развиваются полностью в природных условиях. Пляж в течение лета неоднократно очищается от выбрасываемых на берег масс морских растений. Песок же на пляже или на авандюнах разрыхляется и растительность на последних повреждается. Все это способствует более интенсивной деятельности прибойного потока и ветра на пляже и последнего — на авандюнах.

Интерес представляет также песчаная береговая зона в Пирита. В строении песчаных береговых зон Пирита и Клоога-Ранд имеется много общего, но наблюдаются и некоторые различия.

В Пирита, как и в Клоога-Ранд, песчаная береговая зона распространяется в вершине залива (табл. XXIII, 43). В направлении к устью залива она связана с моренной береговой зоной Меривяля, а на юге за ее границу можно принять устье реки Пирита.

Ширина берега в Пирита около 15 м; в северном направлении он сужается. Сложен берег мелко- и среднезернистым песком. После сильных штормов и нагона вод на поверхности пляжа нередко прослеживается до трех временных пологих валов из галечника и гравия, параллельных береговой линии. Уменьшение размеров галек происходит не только по склону пляжа, но и вдоль каждого вала в направлении вершин залива. Это указывает на перемещение гравия и галечника местным вдольбереговым потоком наносов от источника питания — моренной береговой зоны — в том же направлении. Часть крупнообломочного материала, слагающего валы, выбрасывается на берег с подводного берегового склона (Орвику Каарел, Орвику К., 1974).

С пляжа нередко выдувается значительное количество песка, который распространяется за пляжем на ровной поверхности под сосновым лесом. Развивающиеся холмики-косы или авандюны здесь в настоящее время отсутствуют. В прошлом они здесь были, о чем свидетельствует цепочка их за пляжем, где они сильно развеяны и превратились в купстены. Последние разрушаются не только ветровой эрозией, но эпизодически и прибойным потоком.

Итак, с одной стороны, увеличившееся в последнее время поступление грубообломочного материала, как вдоль берега из моренной береговой зоны Меривяля, так и с подводного берегового склона самой песчаной береговой зоны Пирита, и, с другой — усилившееся выдувание песка с пляжа являются причиной того, что здесь наблюдается все возрастающий дефицит песка.

Определенные различия отмечаются и в строении подводного берегового склона. Последний здесь также очень пологий и обуславливает забурунивание волн далеко от береговой линии. На подвод-

вом береговом склоне имеются песчаные валы. Однако в межваловых ложбинах местами обнажаются морена (табл. XXIII, 44) и даже кембрийские песчаники. При сильных штормах они размываются, и продукты размыва, как уже отмечалось, выбрасываются на берег, но в незначительном количестве. В то же время ограничен и выброс песка с подводного берегового склона по сравнению с выдуванием его с пляжа.

В северной части п-ова Тахкуна расположен один из наиболее крупных и хорошо изученных участков песчаной береговой зоны Эстонского района. Типичная песчаная береговая зона начинается здесь около мыса Тахкуна и тянется в восточном направлении на протяжении около 10 км примерно до мыса Лехтма. Береговая зона в северной части п-ова Тахкуна открыта волнению с северо-западного до северо-восточного направления. В западной части полуострова, южнее мыса Тахкуна, и в восточной части его, южнее мыса Лехтма, также распространяется песчаная береговая зона, но менее типичная.

Характер поперечного профиля береговой зоны на типичном участке изучен по разрезу, расположенному примерно в 2 км к юго-востоку от мыса Тахкуна (рис. 41).

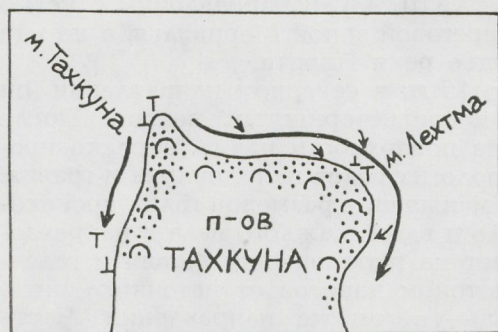


Рис. 41. Морфодинамическая схема берегового участка Тахкуна.

Берег представлен односклоновым песчаным пляжем шириной 10—12 м. На поверхности пляжа мезоформ, кроме небольших фестонов и приурезового песчаного вала, не наблюдается. Пляж состоит из сравнительно однородного, хорошо отсортированного мелкозернистого песка ($Md = 0,15$, $S_o = 1,32$). За песчаным пляжем протягивается полоса четко выраженных авандюн, свидетельствующих о выдувании песка с пляжа. За полосой авандюн расположена аккумулятивная песчаная терраса шириной до 150 м, с абсолютной отметкой 4 м, примыкающая, в свою очередь, к заросшим прибрежным дюнам, абсолютная высота гребня которых достигает 15 м.

Полуостров Тахкуна в целом характеризуется разновозрастными прибрежными дюнами. По данным Х. Кессел, более древние из них начали здесь развиваться в IV фазе литориновой стадии. Судя по распространению древних прибрежных дюн, на п-ове Тахкуна в течение последних 5000 лет существовали благоприятные условия для развития песчаной береговой зоны и прибрежных дюн. Соответственно постепенному тектоническому поднятию равнинной территории береговая

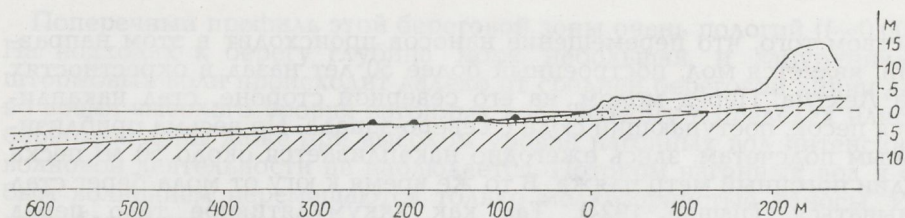


Рис. 42. Поперечный разрез песчаной береговой зоны Тахкуна.

зона медленно перемещалась в сторону моря. Так как она развивалась здесь длительное время в одном направлении, то современную песчаную береговую зону можно считать унаследованной.

Особый интерес представляет строение подводного берегового склона (рис. 42). Уклон его небольшой (около 0,002). Береговой склон на протяжении 200—300 м от береговой линии покрыт маломощным покровом мелкозернистого песка, мощность которого местами составляет лишь 10—20 см. Под песком залегает морена. О близости морены свидетельствуют эрратические валуны, выступающие местами из-под покрова песка. В восточной части песчаной береговой зоны на подводном береговом склоне обнаружены пологие моренные возвышения со скоплением валунов и без покрова песчаных отложений. Из-за малой мощности песчаных отложений на береговом склоне четко выраженных подводных песчаных валов не образовалось. Все это говорит о том, что в данное время в песчаной береговой зоне Тахкуна наблюдается дефицит наносов.

На внешнем крае подводного берегового склона, где глубина воды достигает 6 м и больше, к песчаному материалу добавляется значительное количество слабо отсортированного ($S_0=4,47$) гравия со средним диаметром (Md) наносов 2,0 мм.

Восточнее, в окрестностях мыса Лехтма, на подводном береговом склоне уже начиная с глубины около 4 м песок укрупняется и появляются гравийно-галечные наносы. Начиная с глубины около 6 м местами встречаются участки обнаженной морены с пятнами гравия и крупнозернистого песка. На таких участках встречаются эрратические валуны и каменные гряды — признаки размыва морены на подводном склоне.

Отсутствие в северной части п-ова Тахкуна абразионной береговой зоны исключает возможность поступления наносов в песчаную береговую зону вдоль берега. Можно полагать, что в западной части берег питается, главным образом, песком донного происхождения. Маломощность песчаного покрова на дне обуславливает дефицит песка на берегу. Массы песчаных отложений, накопившиеся в недавнем прошлом в виде береговых дюн, заставляют предполагать, что источником питания наряду с мореной могли быть и флювиогляциальные отложения. Однако обнажение их на современном подводном береговом склоне не установлено.

Наблюдения в окрестностях мыса Лехтма показали, что песок в береговой зоне перемещается в восточном и южном направлениях в виде вдольберегового потока наносов, частично огибающего мыс Лехтма, и накапливается на восточном берегу полуострова. Доказа-

тельством того, что перемещение наносов происходит в этом направлении, является мол, построенный более 50 лет назад в окрестностях мыса Лехтма. Перед молом, на его северной стороне, стал накапливаться песок, поступающий сюда с северо-запада. По весьма приблизительным подсчетам, здесь ежегодно накапливается около 50 м^3 песка на один погонный метр пляжа. В то же время к югу от мола берег стал размываться (Tiisman, 1924). Так как аккумулятивное тело перед молом со временем выдвинулось в более глубоководную часть подводного берегового склона, мол же частично был разрушен, то песчаные наносы в настоящее время стали огибать его, и таким образом восстановился поток наносов в южном направлении.

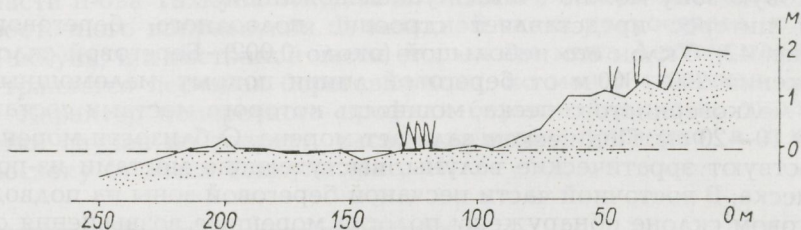


Рис. 43. Поперечный разрез песчаной береговой зоны Ярве при сгонном уровне воды.

Один из участков песчаной береговой зоны Эстонского района, питаемый сравнительно большим количеством песка, расположен северо-восточнее уступовой береговой зоны Ярве. Из последней песок перемещается вдольбереговым потоком в северо-восточном направлении, где он накапливается на берегу и на подводном береговом склоне (рис. 43). Подводный береговой склон очень пологий ($i_2=0,005$); двухметровые глубины находятся на расстоянии 400—500 м от берега. Он полностью покрыт мелкозернистым ($Md=0,16—0,20$) песком, образующим подводные песчаные валы, которые при сгонном уровне частично выступают из-под воды. Берег шириной около 15 м сложен также мелкозернистым песком. С пляжа песок выдувается и образует за пляжем невысокие авантюны.

Илистая береговая зона

К илистой береговой зоне в Эстонском районе относятся такие участки берега, где происходит медленное накопление, преимущественно течениями нагонных вод, тонкозернистых (алевитовых, пелитовых) наносов. В опубликованных уже работах она рассматривается как «заросшая» или «задернованная» на том основании, что ее берег обычно покрыт растительностью прибрежных лугов (Орвику К., Орвику Каарел, 1961; Orviku K., Orviku, Kaarel, 1961). Так как названия всем аккумулятивным береговым зонам даются по наносам, характерным для берегов соответствующих подтипов, то береговую зону, в пределах которой накапливаются тонкозернистые наносы, можно назвать илистой береговой зоной.

Поперечный профиль этой береговой зоны очень пологий ($i \approx 0,0005$). На подходах к берегу глубина моря небольшая, и забурунивание штормовых волн происходит далеко от средней береговой линии даже во время высокого уровня нагонных вод. Поэтому в пределах илистой береговой зоны даже при высоком уровне нагонных вод интенсивной волновой деятельности не наблюдается. Поток нагонных вод и слабым волнением перемещаются только мелкозернистые наносы. Илистая береговая зона обычно распространяется на участках, хорошо защищенных от воздействия волн, — в вершинах мелководных бухт и заливов, за островами и их группами и т. д. Все это обуславливает своеобразие динамики в илистой береговой зоне.

Берег илистой береговой зоны обычно очень широкий, ровный, пологий, покрыт растительностью прибрежных лугов (задернован), произрастающей на тонкозернистых, в основном алевритовых наносах. При среднем уровне воды берег сухой — таковым он бывает большую часть вегетационного периода, что и способствует развитию на нем растительного покрова (Orviku, Sepp, 1972). Деятельность волн на берегу даже во время сильных нагонов слабая. Берег заливается водой в разной мере, соответственно интенсивности нагонов. Полностью он покрывается водой лишь при сильных эпизодических нагонах, наблюдающихся очень редко. Поэтому границу берега в сторону суши часто бывает трудно установить. Относительная граница берега (граница нагонных вод разной высоты) определяется по небольшим валикам плавника (тростниковых и камышовых стеблей).

Особое значение в накоплении тонкозернистых наносов на берегу имеет растительный покров. При нагонном потоке, а тем более при оттоке стонных вод растительный покров не только замедляет движение воды, но и способствует осаждению взвешенных минеральных частиц на берегу. Растительность, таким образом, является наносоловушкой.

Наносы накапливаются на илистом берегу в общем очень медленно. Лишь в тех местах, где илистый берег питается тонкозернистыми отложениями, выносимыми в море реками, накопление их происходит быстрее.

Уклон подводного берегового склона илистого берега также небольшой и во всю ширину покрыт тонкозернистыми наносами. Встречающиеся на нем неровности поверхности очень пологие и обусловлены неравномерным распределением прибрежных тонкозернистых наносов на дне, реже небольшими пологими неровностями исходного рельефа, еще не захороненными под наносами.

Из-за небольшого уклона подводного склона приурезовая часть при стонном уровне вод осушается. Образующаяся при этом осушка достигает в ширину нескольких сот метров.

С илистой береговой зоной нередко связаны тростниковые и камышовые заросли, развивающиеся в основном на подводном береговом склоне, а иногда распространяющиеся и за пределами осушки, в мелководной части подводного склона (напр., на берегах пролива Вяйке-Вяйн). Иногда заросли встречаются также и на берегу. Развитию растительности способствует тонкозернистость наносов, слабая волновая деятельность, особенно в вегетационный период, а также слабая соленость воды Балтийского моря в Эстонском береговом районе, напри-

мер в Вайнамери (в среднем 5—6‰). Заросли, в свою очередь, ослабляют подвижность воды и тем самым содействуют накоплению взвешенных в воде минеральных частиц. Там же накапливаются и органические остатки зарослевых растений. Таким образом, тростниковые и камышовые заросли способствуют зарастанию илистой береговой зоны и тем самым продвижению береговой линии в сторону моря.

В пределах илистой береговой зоны Эстонского района исходный рельеф слабоволнистой моренной равнины полностью выровнен прибрежными тонкозернистыми наносами. Это значит, что поверхность илистой береговой зоны является поверхностью прибрежной аккумуляции. Эратические валуны в этой зоне отсутствуют. Извилистая береговая линия, характерная для моренной береговой зоны, в илистой береговой зоне более или менее выровнена.

Илистая береговая зона встречается в заливах Хаапсалу и Матсалу. Характерный участок илистой береговой зоны с широкой осушкой находится в районе мелководного моря между островами Муху и Кыйнасту. Во время спонного уровня вод вся эта территория, покрытая тонкозернистыми наносами, полностью осушается (табл. XXIV, 45). Тростником заросли и некоторые участки берега залива Матсалу, а также отдельные берега в проливе Вяйке-Вяйн.

В Эстонском районе илистая береговая зона в типичном виде встречается сравнительно редко. Более распространена переходная разновидность между илистой и пологой моренными береговыми зонами. Для этой разновидности характерен маломощный покров тонкозернистых наносов на пологой, более или менее ровной поверхности моренной береговой зоны. Им не сглажены неровности последней, повсюду наблюдаются частично захороненные эратические валуны, не выровнена также извилистая береговая линия. Из-за малых уклонов исходного рельефа берег и подводный береговой склон, широкие. На берегу распространяются прибрежные луга и нередко прибрежные тростниковые и камышовые заросли.

Переходная разновидность между илистой и моренными береговыми зонами встречается чаще, чем типичная илистая береговая зона. Заиленная моренная береговая зона распространена, например, в южной части острова Муху, в проливе Вяйке-Вяйн (табл. XXIV, 46), а также на южном берегу островов Сааремаа и Хийумаа, местами южнее Виртсу и на п-ове Тыстамаа.

Илистая береговая зона в Эстонском районе изучена менее детально, чем, например, клифовая или галечная. В дальнейшем этот пробел будет восполнен. Однако уже сейчас можно с уверенностью сказать, что илистая береговая зона Эстонского района не является аналогом берега с ветровой осушкой, как ее охарактеризовали О. К. Леонтьев (1956 и др.) и Л. Морозова (1971). Не является она и аналогом берега с нагонной осушкой по В. П. Зенковичу (1962).

Необходимо отметить, что автор данной работы считает осушкой лишь приурезовую часть подводного берегового склона, начиная от средней береговой линии, которая и осушается при споне вод. Соответственно этому, верхняя граница осушки совпадает с верхней границей подводного берегового склона и у всех рассмотренных подтипов береговой зоны, включая илистую, отчетливо прослеживается.

В классификации генетических типов берегов О. К. Леонтьев (1961)



45. Осушка илистой береговой зоны между островами Муху и Кыйнасту.



46. Осушка заиленной моренной береговой зоны в проливе Вяйке-Вяйн.

подразделяет все подтипы берегов на две разновидности: на берега, развивающиеся без осложняющих факторов, и на берега, развивающиеся в условиях осложняющих факторов — приливов-отливов или сгонов-нагонов.

В данной работе неоднократно обращалось внимание на то, что в береговой зоне Эстонского района, целиком отмелой, сгонно-нагонные явления всюду в большей или меньшей мере влияют на динамику и развитие береговой зоны. Изучение береговой зоны этого района показало, что нет необходимости подразделять здешние берега (береговые зоны) на эти две разновидности. Здесь имеются лишь такие береговые зоны, в динамике и развитии которых всегда немаловажную роль играют сгонно-нагонные явления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В книге охарактеризованы подтипы современной береговой зоны Эстонского берегового района Балтийского моря с учетом факторов, оказывающих влияние на строение и развитие этой береговой зоны. В основу ее легли материалы исследований, выполненных автором в 1958—1973 гг.

В вводной части книги дана краткая характеристика факторов, в той или иной мере влияющих на строение, динамику и развитие береговой зоны этого района. Рассмотрены климатические и гидрологические условия: ветер, волнения, стогно-нагонные явления, ледовый режим. Показано, что местные различия в климатических и гидрологических условиях столь значительны, что на основании их Эстонский район можно подразделить на несколько соответствующих подразделов.

Дана сжатая характеристика распространенных в Эстонском районе палеозойских пород и четвертичных отложений. Охарактеризован рельеф поверхности коренных пород и ледниковый рельеф. Отмечено существенное влияние тектонического поднятия земной коры на развитие береговой зоны рассматриваемого района в современное время.

Основную часть книги составляют описания подтипов современной береговой зоны Эстонского района. Охарактеризованы следующие подтипы и их разновидности:

- моренная береговая зона склоновая и пологая;
- уступовая береговая зона с уступом в морене и с уступом в песчано-галечных отложениях;
- скальная береговая зона;
- клифовая береговая зона с отвесным клифом и с клифом с волноприбойными нишами;
- галечная береговая зона с наносами вдольберегового и донного питания;
- песчаная береговая зона;
- илистая береговая зона.

На основании приведенных описаний подтипов современной береговой зоны Эстонского района Балтийского моря этот район можно охарактеризовать следующим образом.

Для района характерно интенсивное (2—3 мм/год) унаследованное тектоническое поднятие земной коры, под влиянием которого береговая зона постепенно перемещается в сторону моря, суша расширяется, береговая зона подвергается прибрежным процессам в течение сравнительно короткого геологического времени.

Район отличается полого-волнистым рельефом поверхности коренных пород и таким же гляциальным рельефом мозаичного строения. Береговая зона здесь отмелая и низменная, а береговая линия очень извилистая (заливы, полуострова, острова, отмели).

Коренными породами здесь являются кембрийские и ордовикские терригенные отложения, особенно же ордовикские и силурийские слоистые карбонатные породы с моноклинальным залеганием (небольшое южное падение слоев) и с перекрещивающимися системами вертикальных тектонических трещин. Эти породы определяют строение и развитие скальных и клифовых берегов и часто характер грубообломочных береговых наносов. Из гляциальных отложений широко распространена морена с большим или меньшим содержанием эрратических валунов, которая обуславливает здесь широкое распространение ряда разновидностей моренной береговой зоны.

Местный режим волновой деятельности на конкретных участках береговой зоны района определяется как геолого-геоморфологическими факторами, так и местными климатическими условиями.

В береговой зоне Эстонского района на динамику и развитие ее повсеместно и постоянно влияют сгонно-нагонные явления. Абразионная и аккумулятивная деятельность волн в береговой зоне происходит в основном при высоком уровне нагонных вод.

Тектоническое поднятие и исходный рельеф определяют общее направление развития береговой зоны района: она относится к типу выравнивающихся абразионно-аккумулятивных бухтовых берегов и консервируется уже на первых этапах своего развития. Первичный тип береговой зоны ледниково-эрозионного расчленения часто очень слабо преобразуется.

Для района характерны небольшая суммарная интенсивность прибрежных процессов, небольшие прибрежные формы рельефа и незначительные массы прибрежных наносов. Встречаются лишь местные вдольбереговые потоки наносов. В аккумуляции береговых наносов значительную роль играет донное питание. Характерны частая перемежаемость подтипов береговой зоны в пространстве и многообразие переходных разновидностей последних.

Автор надеется, что описания подтипов береговой зоны в том виде, в каком они здесь приведены, будут способствовать дальнейшему углубленному и разностороннему изучению современной береговой зоны Эстонского района. Они могут быть также использованы при решении некоторых практических вопросов, связанных с освоением береговой зоны, например при гидротехническом строительстве, выработке мероприятий по охране береговой зоны и морских вод, а также при выборе и благоустройстве мест отдыха.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аалоз А. О. Рифовая фация в ягарахуском горизонте силура Эстонии. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1956, вып. 1, с. 89—94.
2. Буданов В. И. Методика экспедиционных исследований береговой зоны моря. М., 1964. 224 с.
3. Геология СССР. Эстонская ССР. Геологическое описание и полезные ископаемые. Т. XXVIII. М., 1960. 512 с.
4. Долотов Ю. С. Формирование и классификация морских аккумулятивных террас на поднимающихся побережьях. — «Труды Ин-та океанол. АН СССР», 1961, т. 48, с. 172—192.
5. Желнин Г. А. Применение метода повторных нивелировок для изучения вертикальных движений земной коры на территории Эстонской ССР. — В кн.: Современные движения земной коры. М., 1963. т. 1, с. 95—100.
6. Зенкович В. П. Берега Черного и Азовского морей. М., 1958, 374 с.
7. Зенкович В. П. Основы учения и развития морских берегов. М., 1962. 710 с.
8. Ионин А. С. Некоторые особенности динамики и морфологии берегов Берингова моря. — «Труды Океаногр. комис. АН СССР», 1958, т. 3, с. 55—65.
9. Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Классификация типов берегов земного шара (применительно к картам физико-географического Атласа мира). — «Труды Океаногр. комис. АН СССР», 1961, т. XII, с. 94—108.
10. Ионин А. С., Каплин П. А., Медведев В. С. Типы берегов и побережий Мирового океана, их классификация и районирование. — В кн.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М., 1964, с. 19—32.
11. Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. М. 1973. 265 с.
12. Кессел Х. Я. Древние береговые образования бассейна Балтийского моря в Эстонской ССР. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1961, вып. VIII, с. 113—131.
13. Кессел Х. Я., Мийдел А. М. О поздне- и послеледниковых движениях земной коры на территории Эстонии. — «Известия АН ЭССР. Серия Химия. Геология», 1973, т. 22, № 3, с. 257—264.
14. Кессел Х. Я., Раукас А. В. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии. Таллин, 1967. 135 с.
15. Климатический атлас Эстонской ССР. Таллин, 1970. 209 с.
16. Леонтьев О. К. О терминологии в учении о морских берегах. — «Труды Океаногр. комис. АН СССР», 1956, т. I, с. 141—149.
17. Леонтьев О. К. Берега с ветровой осущкой как особый генетический тип берега. — «Известия АН СССР. Серия геогр.», 1956, № 5, с. 81—90.
18. Леонтьев О. К. Основы геоморфологии морских берегов. М., 1961, 419 с.
19. Лонгинов В. В. Динамика береговой зоны бесприливных морей. М., 1963. 379 с.
20. Лоция Балтийского моря. Часть I. Финский и Рижский заливы и пролив Мухувяйн. М., 1948. 486 с.
21. Морозова Л. Н. Принципы районирования берегов Советской Прибалтики. — В кн.: Тезисы докладов XII научной конференции по изучению морских берегов. Вильнюс, 1971, с. 36—38.
22. Морозова Л. Н. Схема геоморфологического районирования берегов Советской Прибалтики. — «Известия Всес. геогр. общ.», 1972, № 2, с. 115—122.
23. Орвику К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогенном периоде. — «Известия АН ЭССР», 1955, т. IV, № 2, с. 233—242.
24. Орвику К. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. — В кн.: Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике, Таллин—Тарту, 1960, с. 120—143.

25. Орвику К., Орвику Каарел. О закономерностях строения и развития современного морского берега Эстонии. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1961, вып. VIII, с. 97—112.
26. Орвику К. мл. Донное питание галечных пляжей на поднимающихся берегах Эстонской ССР. — В кн.: Теоретические вопросы динамики морских берегов (Научные сообщения по программе XX Международного географического конгресса). М., 1964, с. 143—147.
27. Орвику К. К. (мл). Донное питание пляжа щебнево-галечным материалом на поднимающемся побережье Эстонской ССР. — В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965, с. 107—112.
28. Орвику К. К. (мл). О накоплении валунов на морских берегах Эстонии. — «Океанология», 1965б, V, вып. 2, с. 316—321.
29. Орвику К. К. (мл). Этапы развития небольших прибрежных островов в условиях поднятия земной коры на северо-западе Эстонии. — В кн.: Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры. Таллин, 1966, с. 45—54.
30. Орвику К., Орвику К. мл. Зависимость морфологического строения абразионных берегов поднимающегося побережья Эстонии от характера и рельефа коренных пород. — «Известия АН ЭССР. Серия Химия. Геология», 1969, т. 18, № 2, с. 164—173.
31. Орвику Каарел, Орвику К. О продольных мезоформах смешанных и песчаных пляжей. — Известия АН ЭССР. Серия Химия. Геология», 1974, т. 23, № 4.
32. Пярна К. Геология Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1960, вып. V, с. 269—278.
33. Раукас А. В. Закономерности распределения галек в моренах Эстонии. — Известия АН ЭССР, Сер. физ.-матем. и техн. наук», 1962, т. 2, с. 140—153.
34. Раукас А., Ряхни Э., Мийдел А. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. Таллин, 1971. 226 с.
35. Савицкий С. И. Чрезвычайные метеорологические явления в Эстонии. — В кн.: Сборник работ Таллинской ГМО, вып. 3. Л., 1965, с. 12—28.
36. Aaloe, A., Miidel, A. Eesti pangad ja joad. Tallinn, 1967. 72 lk.
37. Eesti Nõukogude Entsüklopeedia, kd. 2. Tallinn, 1970.
38. Giere, W. Morphologie der estländischen Nordküste. — «Veröffentlichungen des Geographischen Instituts Albertus-Universität zu Königsberg i. Pr., N. F., Reihe Geographie», 1932, Nr. 6. 119 S.
39. Hausen, H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern. — «Fennia», 1913, Bd. 34, nr. 3. 143 S.
40. Helmersen, G. Die regelmässige Zerklüftung des Kalksteins der untersilurischen Formation an der Küste Ehstlands und seine Zerstörung durch die Brandung. Vorkommen von Asphalt in dieser Formation. — «Bull. cl. phys.-mat. Acad. Sci. St.-Petersb.», 1856a, t. XIV, Nr. 13—14, S. 212—217.
41. Helmersen, G. Über das langsame Emporsteigen der Ufer des Baltischen Meeres und die Wirkung der Wellen und des Eises auf dieselben. — «Bull. cl. phys.-mat. Acad. Sci. St.-Petersb.», 1856b, t. XIV, Nr. 13—14, S. 193—212.
42. Helmersen, G. Studien über die Wanderblöcke und die Diluvialgebilde Russlands. — «Mém. Acad. Sci. St.-Petersb.», 1869, ser. VII, t. XIV, Nr. 7. 137 S.
43. Järvekülg, A., Veldre, J. Elu Läänemeres. Tallinn, 1963. 251 lk.
44. Keyserling, A. Notiz zur Erklärung des erratischen Phänomens. Mit einem Zusatz von dem Akademiker K. Baer. — «Bull. cl. phys.-mat. Acad. Sci. St.-Petersb.», 1863, t. VI, S. 191—217.
45. Kraus, E. Eisschubberge. III. Hydrologische Konferenz der Baltischen Staaten. Warszawa, 1930, S. 1—44.
46. Kirde, K. Andmeid Eesti klimast. — «Tartu Ülikooli Toimetised», 1939, A XXXIV, nr. 8. 153 lk.
47. Läänemaa. Eesti. Maateaduslik, majanduslik ja ajalooline kirjeldus. Kd. VIII — Üldosa. Eesti Kirjanduse Selts. Tartu. Eesti, kd. 8, Tartu, 1939. 318 lk.
48. Mardiste, H. Läänemere jäätumisest. — «Eesti Loodus», 1967, nr. 2, lk. 102—104.
49. Mark, E. Märkmeid Ruhnu saare aluspõhja geoloogia kohta. — «Eesti Loodus», 1958, nr. 4, lk. 232—236.
50. Martinsson, A. The submarine morphology of the Baltic Cambro-Silurian area. — «Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala», 1958, vol. XXXVIII, p. 11—35.
51. Orviku, K. Tuiskliiv. Tartu, 1933. 64 lk.

52. Orviku, K. Quartärgeologische Karte der Halbinsel Sörve (Saaremaa, Estland). — «Eesti Loodusteaduste Arhiiv», 1935, seeria I, kd. 11, vihik 1/2, lk. 1—20.
53. Orviku, K., Orviku Kaarel. Jooni Eesti tänapäeva ranniku geoloogiat. — «ENSV TA Geol. Inst. Uurimused», 1961, VII, lk. 187—202.
54. Orviku, K., Orviku, K. jun. Über die Beständigkeit der Entwicklung der Küsten im Estländischen Küstengebiet in der Spätglazialzeit, im Holozän und in der Gegenwart. — «ENSV TA Toimetised. Seeria Keemia. Geoloogia», 1969, kd. XVIII nr. 2, lk. 128—139.
55. Orviku Kaarel. Langevarjuga kivid. — «Eesti Loodus», 1966, nr. 1, lk. 46—47.
56. Orviku, Kaarel. Rannadünaamika indikaatorid. — «Eesti Loodus», 1969, nr. 9, lk. 556.
57. Orviku, K., Sepp, U. Stages of geological development and landscape types of the islets of the West-Estonian Archipelago. — In: Geographical Studies. Tallinn, 1972, p. 15—25.
58. Raik, A. Eesti kliimaatilisest rajoneerimisest. — «Eesti Loodus», 1967, nr. 2, lk. 65—70.
59. Saaremaa. Eesti. Maateaduslik, majanduslik ja ajalooline kirjeldus, Tartu, 1934, kd. VI, 858 lk.
60. Schmidt, F. Flora der Insel Moon nebst orographisch-geognostischer Darstellung ihres Bodens. — «Arch. Naturk. Liv-, Ehst.- und Kurl. Ser. II», 1856 Bd. I, S. 1—62.
61. Tammekann, A. Die Oberflächengestaltung des nordestländischen Küstentafellandes. — «Tartu Ülikooli Toimetised», 1926, A. IX, Nr. 7. 152 lk.
62. Tammekann, A. The Baltic Glint, Morphography of the Glint. A Geomorphological Study. — «Eesti Loodusteaduste Arhiiv», 1940, seeria I, kd. 11, vihik 3—4, lk. 1—103.
63. Tiismann, B. Hiiusaare rannikulüited, nende kinnitamine ja metsastamine. — «Tartu Ülik. Metsaosakonna Toimetused», 1924, nr. 1, lk. 1—95.
64. Torm Saaremaal. — «Eesti Loodus», 1970, nr. 3, lk. 160—164.
65. Wichmann, A. Die Überschwemmungsgefahr an der Küste Estlands im Zusammenhang mit den Überschwemmungen in Leningrad. 3. Hydrologische Konferenz der Baltischen Staaten. Warszawa, 1930, S. 8.
66. Vilbaste, G. Põhja-Eesti saarte taimkattest I. — «LUS'i Aruanded», 1933, kd. 39, lk. 131—168.
67. Vilbaste, G. Põhja-Eesti rannamoodustisi. Tallinn, 1939. 24 lk.
68. Vilberg, G. (= Vilbaste). Harjumaa pinnaehitus. — Rmt.: Harjumaa. Tartu, 1921. 224 lk.
69. Öpik, A. Die Inseln Odensholm und Rogö. Ein Beitrag zur Geologie von NW. Estland. — «Tartu Ülikooli Toimetised. Ser. A», 1927, Bd. XII, Nr. 2. 69 lk.

EESTI MERERANNAVÖÖND

KAAREL ORVIKU

*Resüme*e

Käesolevas töös antakse Läänemere nüüdisrannavööndi Eesti rajooni (edaspidi lühendatult Eesti rajooni) rannavööndi-alltüüpide geoloogilised iseloomustused, lähtudes Nõukogude Liidus viimastel aastakümnetel rannavööndi uurimisel kujunenud teoreetilistest ja meetodilistest seisukohtadest (Зенкович, 1962; Леонтьев, 1961 jt.).

Esitatakse lühikene ülevaade Eesti NSV piiridesse jääva Läänemere nüüdisrannavööndi uurimistest alates XIX sajandi keskpaigast kuni tänaseni. Peatutakse ka mõnedel meetodilistel ja terminoloogilistel küsimustel. Töös lähtutakse üldiselt Nõukogude Liidus rannavööndi uurimisel kasutatavast terminoloogiast. Kuid mõne oskussõna tähendust on täpsustatud.

Järgneb lühikene Eesti rajooni kliima- ja hüdrooloogiliste tingimuste iseloomustus: tuuakse andmeid tuule, lainetuse, ründe- ja paguvee nähtuse ning jääolude kohta. Iseloomustatakse ka Eesti rajooni geoloogilist ehitust ja arengut — pealiskorda, kvaternaari setteid, pealiskorra pealispinna reljeefi, mandrijääst kujundatud reljeefi, maakoore aeglast tektoonilist kerkimist. Juhitakse tähelepanu sellele, kuidas üks või teine geoloogiline tegur mõjutab rannavööndi ehitust ja arengut.

A. Ionini, V. Medvedjevi ja P. Karlini (Ионин, Каплин, Медведев, 1961, 1964; Каплин, 1973 jt.) morfogeneetilise klassifikatsiooni järgi arvatakse Eesti rajooni rannavöönd õgvenduva murrutus-kuhjelise lähelise rannavööndi tüüpi. Viimase piirides kirjeldatakse murrutusrannavööndina moreenrannavööndit, kaljurannavööndit, pankrannavööndit, astangrannavööndit ning kuhjerannavööndina veeristikrannavööndit, liivrannavööndit ja möllrannavööndit.

Töö põhilise osa moodustavad Eesti rajooni rannavööndi-alltüüpide kirjeldused. Antakse iga alltüübi üldiseloomustus ning tuuakse vastavaid näiteid.

Kõige laialdasema levikuga on moreenrannavöönd, mis on kujunenud moreentasandike piirides. Moreenrannavöönd jagatakse kaheks erimiks — nõlvaliseks, mida esineb näiteks Lohusalu ümbruses, ja laugeks, mis on Eesti rajoonile eriti iseloomulik.

Astangrannavööndiks loetakse käesolevas töös kobedatesse kvaternaari setetesse murrutatud järsakrannavööndit. Eesti rajoonis esineb teda võrd-

lemisi vähe. Sõltuvalt setetest, millesse murrutusjärsak on kujunenud, jaotatakse astangrannavöönd moreen- ja liivveeristik-astangrannavööndi erimiks. Moreen-astangrannavööndi näiteks on Mõntu rannavööndilõik. Liivveeristik-astangrannavööndi üheks näiteks on Laulasmaa rannavööndilõik, teiseks näiteks on Järve rannavööndilõik.

Pealiskorra kivimeis kujunenud murrutusrannavööndi iseloom sõltub kivimite koostisest, kihilisusest, lasumusest ja lõhelisusest ning pealiskorra pealispinna lähtereljeefist. Seal, kus viimane on lausk, levib kaljurannavöönd, seal aga, kus see on suhteliselt järsk, on välja kujunenud pankrannavöönd.

Kaljurannavöönd on iseloomulik väikestel Vaika saartel.

Pankrannavööndi levik on seotud peamiselt Põhja- ja Lääne-Eesti paealda levikualaga. Pankrannavööndi randa iseloomustab kõikjal pank. On kogu ulatuses püstise seinamina esinevaid panku, nagu näiteks Mustjala, Rannamõisa jt. rannavööndilõikudel. On panku, mida iseloomustavad ulatuslikud murrutuskulpad. Kõige tüüpilisemad on murrutuskulpad Väike-Pakri saarel ja ka Osmussaarel.

Kuhjerannavööndi hulka loetakse need rannavööndilõigud, mida iseloomustab setete kuhjumine vähemalt rannal. Vastavalt rannale kuhjuvate setete terasuurusele jaotatakse kuhjerannavöönd veeristik-, liiv- ja möllrannavööndiks.

Kõige mitmekesisema ehitusega neist on veeristikrannavöönd. Setete päritolu veeristikrannavööndil on enamasti kahesugune: 1) veeristikrannavööndi toitumisala asub väljaspool veeristikrannavööndi piire, setted rändavad kohale piki rannavööndit — pikirändeline veeristikrannavöönd; 2) veeristikrannavööndi toitumisala asub sama rannavööndi rannanõlval, setted kantakse rannale risti rannajoonele — ristirändeline veeristikrannavöönd. Pikirändeline veeristikrannavöönd on iseloomulik näiteks Väike-Pakri saarel, Küdema rannavööndilõigul ja mujal. Ristirändelise veeristikrannavööndi näideteks on Harilaiu ja Kalana vastav rannavööndilõik. Mitmeti omapärane ja huvipakkuv on ristirändeline veeristikrannavöönd Sõrve maasaarel.

Vaadeldud veeristikrannavööndilõikudel kuhjunud veeristik on pärit peamiselt vanematest setetest, kus see juba eelnevalt oli võrdlemisi hästi ümardunud-kulunud või on ümardunud-kulunud pikirände jooksul, mistõttu neid rannavööndilõike moodustavad rannavallid koosnevad valdavalt hästi ümardunud-kulunud veeristest.

Tuuakse näiteid ristirändelisest veeristikrannavööndist, mille rannale kuhjub sama rannavööndilõigu rannanõlval murrutatavate pealiskorra karbonaatsete kivimite veeriseid; värskelt lahtimurdunud veerised on veel peaaegu ümardumata-kulumata ning moodustavad klibu. Sellised on Külalaiu, Nootamaa jt. rannavööndilõigud.

Väinamere väikestel saartel kuhjub veeristik üldiselt nõrgema lainetuse tingimustes kui avamere rannavööndil. Eeskätt sellest on tingitud veeristiksetete väike paksus ja rannavallide väiksem kõrgus. Setted kuhjuvad peamiselt ristirände korras, esmajoones ranna ülemisele osale. Näideteks on ristirändeline veeristikrannavöönd Hanerahul ja Langekarel.

Liivrannavööndit esineb Eesti rajoonis võrdlemisi vähe. Maa poolt piirab liivrannavööndit sageli eelluidete vöönd. Selle rannavööndi näideteks on Klooga-Ranna ja Piritä rannavööndilõik, samuti ulatuslik Tahkuna ja Mändjala liivrannavöönd.

Möllrannavööndiks loetakse rannavööndilõike, mida iseloomustab peeneteraliste rannavööndisete, peamiselt aleuriidi kuhjumine, rändkivide puudumine, tasasus ja õgvendunud rannajoon. Rannajoone läheduses levib kohati pilliroostikke ja kõrkjastikke, rand on kaetud rannaniitude taimestikuga. Tüüpilist möllrannavööndit on Eesti rajoonis küllaltki piiratult.

Töö lõpus antakse Eesti rajooni üldiseloomustus. Märgitakse, et Eesti rajoonile analoogiline rannavööndirajoon esineb Ölandi ja Gotlandi saartel. Seda võiks nimetada Gotlandi rannavööndirajooniks. Eesti ja Gotlandi rajoon koos moodustaksid aga Läänemere nüüdisrannavööndi Eesti-Gotlandi valdkonna.

Eesti rajooni rannavööndi-alltüüpide iseloomustused vajavad kindlasti täpsustamist. Kuid esitatud kujul soodustavad nad järgnevaid uurimisi Läänemere nüüdisrannavööndi Eesti rajooni geoloogia alal ning on kasutatavad mitmete rakendusgeoloogiliste küsimuste lahendamisel.

ESTONIAN SEACOASTS

KAAREL ORVIKU

The contemporary Baltic coastal zone in Northwest Estonia (from Pärnu to Aseri, Fig. 1; the isles of the West-Estonian Archipelago) is characterized by a host of specific features in its structure and development. Therefore it is treated here as the Estonian region of the contemporary coastal zone of the Baltic (Orviku K., Orviku Kaarel, 1961).

It is essential to note the existence of another region within the Baltic coastal zone identical with the Estonian one: the Gotlandian (the coastal zones of Gotland and Oeland islands). The Estonian and Gotlandian regions comprise the Estonian-Gotlandian province of the contemporary coastal zone of the Baltic.

The present book deals with descriptions of the subtypes in the contemporary coastal zone of the Estonian region.

Briefly we present the historical background to geological researches into the contemporary coast in Estonia (pp. 5—9).

Some problems of methods and terminology are discussed (pp. 10—14). Alongside with coast explorations, underwater geological research was applied (Table I, Figs 1, 2). The book keeps to the terminology currently in use in the Soviet Union with some slight changes (Fig. 2).

A short character study of the climatic and hydrological conditions in the Estonian region follows (pp. 15—25). Presented are data on winds (Figs 3—6), wave activity, tides (Fig. 7), ice regime (Fig. 8; Table II, Figs 3, 4). Local climatic and hydrological deviations allow to divide the Estonian region into five subregions (Fig. 9).

The geological structure and the development of the territory of the Estonian region are briefly characterized (pp. 26—36). Here bedrocks (Fig. 10) are mainly represented by Ordovician and Silurian carbonate

rocks and partly also by Vendian, Cambrian and Lower-Ordovician terrigenous rocks. Of Quaternary deposits, the till is most abundant. The surface relief of the bedrock (Fig. 11) is generally flat, with slight elevations and depressions. The major forms of that relief are represented by North- and West-Estonian glints. The Quaternary deposits are of insignificant thicknesses, and in places they have been completely washed away. The glacial relief of the Estonian region is characterized by both undulating and flat morainic plains. The tectonic uplift of the earth's crust (about 2—3 mm per year) has exercised a great influence on the structure and development of the contemporary coastal zone (Fig. 12)

Further there follows a discussion of possible applications of morphogenetical seacoast classifications (Ионин, Каплин, Медведев, 1961, 1964; Каплин, 1973) of the contemporary coastal zone of the Estonian region (pp. 37—41). This zone is believed to belong to the straightened abrasion-accumulation-embayed type of coastal zones, and it comprises the following subtypes: cliffed, scarp, rocky and morainic coastal zones (all regarded as abrasional) and shingly, sandy and silty coastal zones (regarded as accumulation coastal zones).

The major part of the book is devoted to the description of the subtypes of the contemporary coastal zone in the Estonian region (pp. 42—97). A general characterization of each subtype is given, as well as specific descriptions of several coastal zone sections of the corresponding subtype (Fig. 13, legend of signs as used in Figs 14—43). The morainic coastal zone is the most extensive subtype. The till is washed out both on the shore and on the underwater coastal slope. Hereby a protective cover of boulders or shingles is piled up, considerably retarding the wash-out process. Two variants of coastal zone are possible here, the sloping or the flat one. The sloping coastal zone means a narrow strip with a protective cover of boulders. The erratic boulders were often accumulated onto the shore by the force of the onrushing ice (Table IV, Fig. 8). Often as not, near the upper shore boundary ridge-like structures are amassed, formed of shingle accumulated by the onshore movement. As an example of the sloping morainic coastal zone, the Lohusalu section is characterized (Figs 14, 15, Table III, 5).

The flat morainic coastal zone is distinguished by its flat initial relief. The protective cover is usually formed of pebbles and erratic boulders are scattered all over the area. The coastal line is highly irregular. The dewatering zone often bears traces of the expulsion of erratic boulders (Table II, Fig. 3). The vegetation of the shore is usually that of the seaside meadows. Near the upper boundary line, at irregular intervals, there are small, sometimes crescent-shaped shingle and gravel accumulations, brought by the onshore movement (Fig. 16, Table IV, 7). The flat morainic coastal zone (Table III, 6) can be met with in a number of places in the Estonian region.

The scarp coastal zone is a disjointed coastal zone, developed in the brittle Quaternary deposits. In the Estonian region it is of a limited range. Two variants may occur: the morainic scarp one (both the shore and the underwater coastal slope are morainic), and the sandy-shingle scarp one (the shore is in fluvio-glacial layers or ancient coastal deposits; the underwater slope may be morainic).

The morainic scarp coastal zone is most typically displayed near Mõntu (south-eastern part of the Sõrve Peninsula) (Fig. 17, Table V, 9). The coastal slope is washed by waves only at high water. The near-shore part of the underwater coastal slope (Fig. 18) is represented by a bench in the till which is covered by a protective cover of boulders and pebbles.

There are also scarp coastal zones whose lower parts of scarps and the underwater shore slope are distributed in the till, whereas the top of the scarp is developed in gravel and pebble deposits (Table V, 10).

The sandy-shingle scarp coastal zone is most typically distributed near Laulasmaa (Fig. 19, Table VI, 11). Here the coastal scarp is formed of fluvioglacial deposits, the underwater slope is washed out in till and covered by a protective cover of boulders.

There may be cases (as, for example, the sandy-shingle scarp coastal zone near Järve) (Fig. 20) where the coastal drop is developed in ancient coastal deposits and dune sands. Here the underwater coastal slope is sandy and flat, with prolate strips of shingle (Fig. 21, Table VI, 12).

The structure of the abrasion coastal zone in the bedrock of the Estonian region is determined by several factors. On the one hand it is the lithological composition, stratification and tectonic jointing of the Lower Paleozoic rocks, and on the other it is the initial relief of the bedrock surface within the limits of the contemporary coastal zone.

In case of an initially flat relief of the bedrock surface we have now a rocky coastal zone. If the initial relief comprised a relatively steep drop subjected to wave action, it may have changed into a cliffed coastal zone in the course of time.

The rocky coastal zone is at its most typical on the small Vaika Islands. Here it is formed in the cavernous biohermic limestones of the Upper Silurian (Table VII, 13). The underwater coastal slope is generally flat (Fig. 22); its nearshore part is represented by a bench in the bedrock, whereas further on, a till with a protective cover of boulders appears onto the bedrock. The shore in the rocky coastal zone is usually flat (Table VIII, 14); in places insignificant cliff-like drops can be observed (Table VIII, 15). In case of a shore developed in a more or less stratified homogeneous carbonate rocks (as for example, on the Isle of Osmussaar) the surface of the shore is step-like (Table VIII, 16). In the Estonian region the rocky coastal zone is of a relatively limited distribution.

The distribution of the cliffed coastal zone in the Estonian region is mainly connected with the North-Estonian and West-Estonian glints. The underwater coastal slope is represented by a regular bench of several hundred metres in width. In most cases the bench is developed in carbonate rocks but in the North-Estonian glint (as for example, at Rannamõisa) it also occurs in Cambrian sandstones.

In the areas where more or less homogeneous layers have undergone abrasion on the shore, the cliffs are steep. The cliffed coastal zone with a steeply dipping cliff is well displayed at the cape of Panganukk (Fig. 23) by Mustjala Cliff (Table IX, 17) which is developed in Silurian beds. In this area considerable drops occur as well (Table X, 18). The wide underwater coastal slope is represented by a flat bench in the bedrock (Fig. 24) but towards the sea the bench ends in a steep underwater scarp (Table X, 19). The same type of coastal zone occurs near Ohesaare (Table XI, 20). In the areas of the North-Estonian glint (for

example, at Rannamõisa) several sections of the cliffed coastal zone, the cliff included, are entirely developed in Cambrian sandstone layers (Table XI, 21). The cliffed coastal zone with a dipping cliff is most imposing on the Pakri Peninsula.

The northern part of the small glint-island of Väike-Pakri serves as a good example of the cliffed coastal zone with wave-cut notches. The bottom part of the cliff is of slightly abraded Lower-Ordovician glauconite sandstone, in which also notches are formed (Table XII, 22). Thick and stratified Ordovician limestones form the cornices of the notches. The vertical tectonic joints in these limestones facilitate the downfall of huge limestone blocks onto the shore where they protect the cliff from abrasion (Table VIII, 23). The underwater coastal slope is featured by a wide bench of Lower-Ordovician terrigenous rocks (Fig. 25).

The cliffed coastal zones with either cliffs, wave-cut notches (Table XIV, 25) or fallen limestone blocks (Table XIV, 24) can be observed on the glint island of Osmussaar (Tables XIV, 25 and XIII, 24). It is also distributed in the West-Estonian glint, as, for example, near Püssina in the northern part of Muhu Island (Table XIV, 26).

In the Estonian region the accumulation coastal-zones include sections that are characterized by an amassment of near-shore deposits, forming beaches. The accumulation coastal zone is undergoing onshore drift from either the intermediate abrasional coastal zone on the underwater coastal slope of the accumulation coastal zone itself. Three subtypes of Estonian accumulation coastal zones are described here: the shingly, sandy and silty ones.

In the Estonian region the shingly coastal zone is the most diverse one of the three. Its shore is represented by a beach ridge of shingle or rubble, often combined with more ancient ridges, i. e. the shore or the beach ridge of the contemporary shingly coastal zone is often a part of a different-aged sloping accumulated terrace or spit.

Within the shingly coastal zone the lithological composition of the shingle in the shore deposits depends on initial rocks. The shingles abraded from the local carbonate rocks are often flat.

According to its origin, the shingly coastal zone is divided into the alongshore and onshore ones. In the former case, the shingly coastal zone is a member of one or another combined abrasional-and-accumulative system (Figs 23, 26). As a rule, the shingles in the beach ridges of alongshore drift are well rounded, whereas in case of the onshore drift they are only slightly rounded.

The shingly coastal zone of alongshore drift is well observable in the eastern part of Väike-Pakri Island (Fig. 26). The underwater coastal slope here is developed in Lower-Ordovician beds in the form of a bench. (Figs 27, 28). The beach is represented by a shingly beach ridge of local bedrock.

Here another section of the same type is described which is situated near Küdema (Fig. 23). The contemporary shingly beach of the alongshore drift by way of a beach ridge is attached to a different-aged sloping accumulated terrace (Table XV, Fig. 27) whereas its southward end joins a spit consisting of different-aged beach ridges. The more ancient of the latter are crescent-shaped ridges of slightly rounded shingle, piled up by the onshore drift. The distal part of the spit displays a series of previously formed projections (Table XV, Fig. 28).

The coastal section of the south-western part of the Harilaid Peninsula (Figs 30, 31) is mainly a shingly coastal zone of onshore drift. Here on the underwater coastal slope (Fig. 31) ancient sand and shingle deposits are washed out, and many erratic boulders are exposed. In places the near-shore part of the underwater coastal slope is represented by a protective cover of boulders (Table XIV, Fig. 30). The shingly coastal zone in the south of the Kõpu Peninsula is likewise of onshore drift origin (Fig. 32). Here the contemporary beach ridge is a part of a different-aged sloping accumulated terrace (Fig. 33). The near-shore part of the underwater coastal slope is up to 10 m deep and is covered by a protective sheet of big boulders overgrown with algae (Table XVII, 31). At greater depths the underwater slope is flat and covered with sand (Table XVII, 32).

The shingly coastal zone of onshore drift of the Sõrve Spit (Fig. 34, Table XVIII, Figs 33, 34) has an original development history. The shingly material gets onto the shore from the underwater coastal slope where fluvioglacial deposits and the till are washed out. The accumulation formed by the onshore drift and amassed on the spit is dislocated along the spit towards its basal part and not towards the distal one.

Some of the small islets around Viisandi Island have, besides rocky coastal zones, also shingly coastal zones of onshore drift. In the north-western part of Nootamaa Islet (Fig. 35) the near-shore part of the underwater coastal slope is represented by a flat bench in the carbonate bedrock, which dries up completely at low water (Table XIX, 35). In the same section of the isle the beach ridge (Table XIX, 36) is the highest (Fig. 36); it consists of slightly rounded rubble. From there the beach deposits are transported in the easterly direction. In the same direction the shingles diminish in size, becoming more rounded, and the height of the ridge crest decreases, which is evidence of the abatement in wave action in the easterly direction.

Laidu Islet (Fig. 23) is a good example of the shingly coastal zone of onshore drift. At the present time the abrasion of the carbonate bedrock continues on the underwater coastal slope — on the bench. The washed-out rubble is accumulated in a beach ridge in the top part of the shore.

The shingly coastal zone of onshore drift on Kõlala Islet (north-western shore of Hiiumaa Island) is of a nearly identical structure. The underwater coastal slope is developed in the bedrock by way of a flat bench (Table XX, 38). In the top part of the flat shore, a beach ridge is accumulated of almost unrounded shingles of onshore drift. (Table XX, 37)

On the small islets of the Väinameri (the West-Estonian Archipelago), the shingly coastal zone developed under the conditions of a gentler wave action than in the open-sea coastal zone. This is reflected in the thin shingly deposits, and the low beach ridges are often disjoined. The abrasion of the underwater coastal slope proceeds mainly in the dewatering zone. The beach sediments, mainly of onshore drift, are amassed in the higher parts of the shore (as an example, Hanerahu Islet is described) (Fig. 37).

In the Väinameri there are likewise some small islets with a bedrock socle and a shingly coastal zone of onshore drift (for example, Langekare Islet) (Table XXI, 40). Here on the underwater coastal slope Silurian carbonate rocks undergo abrasion, and the beach ridge (Fig. 38) consists of slightly rounded carbonate rubble.

In the Estonian region the sandy coastal zone is of a rather limited distribution. It is characterized by a narrow (up to 15 m) beach with a thin sheet of sand. The upper boundary of the beach is often marked by the base of the fore-dunes. The underwater coastal slope is generally flat, rather wide, and covered with a thin sheet of sand. The sand is usually concentrated in 2—3 underwater sandy ridges. In the depressions between the ridges either the till or the bedrock may crop out. Since the underwater coastal slope is flat, its near-shore part may dry up at low water. The above features characterize, for example, the sandy coastal zones at Klooga Rand (Fig. 39, Table XXII, 41, 42) and Pirita (Table XXIII, 43, 44).

One of the most extensive sandy coastal zones in the Estonian region is located in the north of the Tahkuna Peninsula (Fig. 41). The sandy beach is bounded by a stretch of fore-dunes. The flat and wide underwater coastal slope (Fig. 42) is covered by a thin sheet of sand only, under which there is till, that even crops out in places, all of which points to the deficit of sand here.

A small section of the sandy coastal zone is located in the basal part of the Sõrve Peninsula. It is characterized by the abundance of sand and by a very small incline of the underwater coastal slope (Fig. 43).

The silty coastal zone is characterized by a protracted amassment of fine-grained, mainly silty deposits. Erratic boulders are absent here. The silty coastal zone is very flat, and therefore the wave action is of a low intensity even at high tide. The shore line is evened out. In the near-shore part of the coastal zone in places there are reed and bulrush banks. The shore is flat, characterized by fine-grained deposits, covered with plants of seaside meadows, completely inundated only at a very high water, and for a short time. The underwater coastal slope is similarly flat and covered by fine-grained deposits.

In the Estonian region the silty coastal zone in its typical form is of a limited distribution (Table XXIV, 45).

Rather more frequently a transitional variety of the silty and flat morainic coastal zones can be observed. It is likewise characterized by a flat shore and a gently sloping underwater part. In its near-shore part, reed and bulrush banks may develop. However, the fine-grained deposits on the surface of the flat morainic coastal zone are thin, and the erratic boulders here are only half-buried. This variety is displayed, for example, in the sound of Väike Väin (Table XXIV, 46).

The final part of the report is a brief description of the Estonian region of the contemporary coastal zone of the Baltic (pp. 98—99). It is characterized by a relatively strong inherited tectonic uplift of the earth's crust, a slightly undulating surface relief of the bedrock with elements of a cuesta-like relief, a slightly undulating glacial relief, monoclinaly deposited Lower Paleozoic terrigenous and carbonate rocks. Of Quaternary deposits, the till is of an extensive range, and erratic boulders are present in abundance. The tectonic uplift and the character of the ancient topography are determined by small shoals and depressions in the contemporary coastal zone of the region. The shore line is irregular, with numerous peninsulas, bays, islets and shoals. The near-shore sea is mainly shallow. The tectonic uplift and the ancient topography account for the early conservation of the straightened abrasion-accumulation-embayed coastal

zone, so typical of the Estonian region. The intensity of the wave action in certain sections of coastal zones depends on local climatic and hydrological conditions, apart from universal geological factors. Along the whole stretch of the contemporary coastal zone in the Estonian region the influence of the changes of the water level on lithoral processes has been obvious.

A low summary intensity of coastal processes, small-sized seaside relief forms and insignificant masses of beach deposits are typical features of the region examined. Here only local alongshore streams of deposits are present, but at the same time onshore drift accounts for the coastal accumulations to a considerable degree. Characteristic is the similarity of subtypes in coastal zones and the diversity of their transitional varieties.

The descriptions of subtypes and their varieties as presented in the book are by far not sufficient. But we trust that the given characterization will further the exploration of the coastal zone of the Estonian subregion. Possibly it may also be of help in the solution of problems of some hydrotechnical construction work.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Краткий обзор истории изучения проблемы	5
Методика исследования и терминология	10
Климатические и гидрологические условия	15
Ветер	15
Волнение	18
Сгонно-нагонные колебания уровня воды	19
Ледовый режим	21
Климатическое районирование береговой зоны	23
Геологическая характеристика	26
Нижнепалеозойские породы	26
Четвертичные отложения	28
Рельеф коренных пород	30
Ледниковый рельеф	34
Тектонические движения земной коры	35
О морфогенетической классификации современной береговой зоны Эстонии	37
Подтипы береговой зоны	42
Абразионная береговая зона	42
Абразионная береговая зона в рыхлых четвертичных отложениях	43
Моренная береговая зона	44
Уступовая береговая зона	48
Абразионная береговая зона в коренных породах	55
Скальная береговая зона	55
Клифовая береговая зона	59
Аккумулятивная береговая зона	67
Галечная береговая зона	68
Песчаная береговая зона	86
Илистая береговая зона	94
Заключение	98
Литература	100
Eesti mererannavöönd. Resümee	103
Estonian Seacoasts. Summary	105

Институт геологии АН ЭССР. Каарел Карлович Орвику. Морские берега Эстонии. На русском языке. Редакционно-издательский совет Академии наук ЭССР, Таллин. Редактор А. Скворцова. Технический редактор К. Курмисте. Сдано в набор 5 VII 1974. Подписано к печати 26 XII 1974. Бумага 70×100/16. Печатных листов 7,0 + 14 вклеек. Условно-печатных листов 9,80. Учетно-издательских листов 9,71. Тираж 800. МВ-09824. Редакционно-издательский совет АН ЭССР, Таллин, ул. Сакала, 3. Типография «Пунане таят», Таллин, ул. Пикк, 58. № заказа 500. Цена 1 руб. 32 коп.

УДК 551 351(474.2)

Морские берега. Орвику Каарел. Изд. Академии наук ЭССР. Таллин, 1974. 112 с. + 14 вклеек (рез. эст., англ.).

В книге дается картина геологического строения береговой зоны Эстонского района Балтийского моря. Охарактеризованы климатические и геолого-геоморфологические факторы, влияющие на ее строение и развитие. Приводится подразделение береговой зоны на типы и подтипы. Описываются встречающиеся в Эстонском районе подтипы береговой зоны: из абразионных береговых зон — моренная, уступовая, скальная, клифовая, из аккумулятивных — галечная, песчаная, илистая. При описании каждого подтипа дается общая характеристика строения соответствующей береговой зоны и приводятся конкретные примеры.

Книга предназначена для широкого круга геологов, геоморфологов, географов, связанных по роду своей деятельности с изучением береговой зоны и шельфа. Рис. 43. Фототабл. 24. Библ. 69 назв.

IE

IE

1 руб. 32 коп.

Каарел Орвику

**МОРСКИЕ
БЕРЕГА
ЭСТОНИИ**

Каарел Орвику

**МОРСКИЕ
БЕРЕГА
ЭСТОНИИ**

1 руб. 32 коп.

