

Ep. 5.12

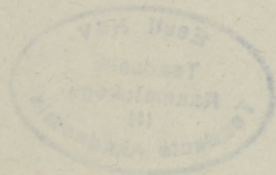
EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA  
АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

---

GEOLOGIA INSTITUUDI  
UURIMUSED

ТРУДЫ  
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ

V



TALLINN 1960

## О ГЕОЛОГИИ ГОЛОЦЕНОВЫХ БЕРЕГОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ НА ТЕРРИТОРИИ ЭСТОНСКОЙ ССР

Х. Я. КЕССЕЛ

### 1. История геологического изучения

Изучение древних береговых образований Балтийского моря на территории Эстонской ССР началось в середине XIX века. К этому периоду относятся первые данные о распространении древних береговых образований, относимых теперь ко времени анцилового озера, литоринового и лимниевского моря, и об остатках моллюсков в соответствующих отложениях.

Ф. Б. Шмидт в своих первых работах отмечает береговые валы с раковинами *Ancylus fluviatilis* лишь в немногих местах территории Эстонии; позже (в работах 80-х годов) он считал, что древний пресноводный бассейн — анцилово озеро — имел здесь довольно значительное распространение. Ф. Б. Шмидт также описывает морские отложения с соленоводными моллюсками, например *Cardium edule*, *Macoma baltica*, *Mytilus edulis*, *Littorina littorea*. Он нашел, что морские отложения с соленоводными моллюсками встречаются в Эстонии в современное время на разных абсолютных отметках и объяснил это различным эпейрогенетическим поднятием земной коры. Им составлена карта максимального распространения моря в Северной Эстонии (1877). Ф. Б. Шмидт первым дал трехчленное деление древних береговых образований Северной Эстонии на основании палеозоологического материала (Schmidt, 1897), выделив 1) наиболее древние, доанциловые озерные береговые образования без раковин моллюсков, 2) береговые образования анцилового озера с раковинами пресноводных моллюсков и 3) морские береговые образования с раковинами морских моллюсков. Он указал, что характер морских (литориновых) отложений говорит об их образовании в условиях трансгрессии водоемов (1877, 1889). И, наконец, он первым провел корреляцию между береговыми образованиями анцилового озера на о-ве Эланд (Швеция) и соответствующими береговыми образованиями на о-ве Сааремаа и в Северной Эстонии (1887).

В первые десятилетия XX века изучением древних береговых образований Балтийского моря занимались Х. Хаузен, А. Таммекани и В. Рамзей. В результате их исследований были получены многочисленные данные о распространении, морфологии, абсолютных отметках и возрастных соотношениях голоценовых береговых образований. В работе Х. Хаузена (Hausen, 1913) показаны границы распространения анцилового озера и литоринового моря на территории Эстонии. В отношении береговых об-

разований анцилового озера Хаузен повторяет точку зрения Ф. Б. Шмидта, указывая на ясное несогласие между отложениями анцилового озера и более древних водоемов. Х. Хаузен соединил высшую береговую линию литоринового моря на территории Эстонии с одновременной береговой линией на о-ве Готланд и в районе Ладожского озера. По его мнению, береговые образования литоринового моря, несомненно, формировались в условиях морской трансгрессии, на что указывают многочисленные ясно выраженные прибрежные формы рельефа, — чего, однако, нельзя сказать о древних береговых образованиях, расположенных выше и ниже максимальной береговой линии литоринового моря. А. Таммеканн (Tammekann, 1926) рассматривал древние береговые образования северо-восточной части Эстонии. Его заключения о возрастных соотношениях береговых линий, однако, оказались ошибочными. В. Рамзей (Ramsay, 1929) уточнил распространение древних береговых образований в Эстонии и дал их корреляцию с береговыми линиями анцилового озера и литоринового моря в Финляндии.

Более детальное изучение древних береговых образований на территории Эстонии началось в 30-е годы текущего столетия.

К. Орвику (Orviku, 1935) впервые обратил внимание на то, что береговые линии одной и той же стадии в Эстонии представлены разновозрастными комплексами, расположенными на разных уровнях. В этой работе К. Орвику дан также список субфоссильных морских и пресноводных моллюсков. П. Томсон (Thomson, 1929, 1939) при помощи пыльцевого анализа определил возраст некоторых древних береговых отложений в Эстонии. А. Лаази (Laasi, 1937) установил береговые линии максимального распространения анцилового озера и литоринового моря в юго-западной части Эстонии. В. Яануссоном (Jaanusson, 1944) получены новые данные о видовом составе и распространении субфоссильной фауны моллюсков во время лимникового моря на о-ве Вормси.

Особого внимания заслуживают исследования П. Кентса по стратиграфии голоценовых береговых образований Эстонии\*. П. Кентсом пронивелировано 37 разрезов древних береговых образований и тем самым в 174 случаях уточнены абсолютные отметки береговых линий. Им составлена карта четвертичных отложений полуострова Кыпу. П. Кентс указывает, что береговые образования анцилового озера и литоринового моря располагаются во многих местностях Эстонии серийно, в соответствии с постепенным понижением уровня воды в Балтийском море и в результате неотектонического поднятия. Им установлено, что на территории Эстонии голоценовые береговые образования формировались на пяти уровнях: во время анцилового озера —  $A_{I-V}$ , литоринового моря —  $L_I, L_{IIa}, L_{IIb}, L_{III}, L_{IV}$  и в послелиториновый период — береговые линии позднего каменного, бронзового и железного веков и береговые линии, относящиеся к 250-м и 1100-м годам н. э. Из этих уровней возрастное обоснование по палинологическому и малакологическому материалам получили лишь уровни  $A_I, L_I, L_{III}$  и  $L_{IV}$ . Возраст остальных уровней определен по корреляции между эпейрогенетическими спектрами береговых линий в Финляндии и Эстонии. При этом оказалось, что установленные в Эстонии и Финляндии разновозрастные уровни совпадали на линии изобазы Хельсинки с разницей в 0,1—1,2 м. Основываясь на результатах пыльцевого анализа голоценовых отложений, проведенного П. Томсоном (Thomson, 1929) в Вяэна и Клоога, П. Кентс установил существование двух морских трансгрессий в Эс-

\* P. Kents. Postglatsiaalsed Läänemere randjoone võnkumised Eestis illustreeritud Kõpu poolsaarel. Рукопись, 1939.

тонию в стадию литоринового моря: первой — в начале стадии, в фазе  $L_1$ , и второй — позднее, в фазе  $L_{II}$ . Кроме того, он указал на метакронный характер верхнего уровня литоринового моря.

С 1947 года береговые образования позднеледникового времени изучались К. Пярна (1958).

Автор настоящей статьи приступила к изучению древних береговых образований голоценового возраста Эстонии в 1950 году. Особое внимание уделялось изучению субфоссильных моллюсков. На основании их встречаемости были уточнены границы между голоценовыми стадиями Балтийского моря и в пределах стадий уточнен возраст следующих фаз: анцилового озера —  $A_{I-V}$ , литоринового моря  $L_{I-IV}$ , лимнического моря —  $Lim_{I-V}$  и стадии мидиевого моря —  $M_I$  (Ряста, 1957). При этом под стадией нами подразумевается продолжительный отрезок времени, характеризующийся определенными экологическими условиями и типичной субфоссильной фауной моллюсков, и под фазой — часть стадии, в течение которой формировалась цепь береговых образований, характеризующая определенный уровень воды. Были сделаны попытки уточнить стратиграфию древних береговых образований, в частности верхнебалтийского возраста. Полученные результаты сравнивались со стратиграфической схемой береговых линий Финляндии, в которую в последние годы были внесены изменения (Sauramo, 1954, 1958). В 1958 году автор (Кессел, 1958) опубликовал результаты изучения фауны моллюсков, собранных ею в древних береговых образованиях Эстонии. В статье приводятся список, содержащий 45 видов пресноводных и соленоводных моллюсков, данные о количественных соотношениях моллюсков в отложениях отдельных стадий Балтийского моря, о размерах раковин, характере морского дна как места обитания моллюсков и о характере миграций фауны. Устанавливается, что миграция отдельных видов происходила на берегах Эстонии не одновременно с подобными же миграциями в районе о-ва Готланд. Сделаны заключения о режиме, солёности и температуре воды в изученной части Балтийского моря в течение голоцена.

В настоящей статье освещается литологический характер голоценовых отложений и распространение прибрежных форм рельефа Балтийского моря в Эстонии. Рассматривается состав пыльцы, погребенных органических осадков и их значение для выявления стратиграфии древних береговых образований.

## 2. Стадия анцилового озера

Отложения, образовавшиеся в период существования на территории Эстонии анцилового озера, принадлежат к верхней части нижнебалтийского горизонта ( $Q_{IV}^1$ ) и образуют анциловый подгоризонт, разделяющийся, в свою очередь, на пять пачек —  $A_{I-V}$  (Орвику, 1960). Соответственно этому и береговые формы рельефа анцилового озера делятся на основании возрастных соотношений на пять серий.

Наивысшая абсолютная отметка отложений и береговых форм рельефа анциловой стадии в Эстонии — 45 м над уровнем моря — находится на п-ве Кыпу. Отсюда в юго-восточном направлении абсолютные отметки отложений постепенно понижаются, что является результатом уменьшения интенсивности неотектонического поднятия в том же направлении. Так, абсолютная отметка соответствующих отложений и форм рельефа в районе г. Нарвы — 13 м, к югу от г. Пярну, на границе с Латвийской ССР, — лишь 5—6 м. Ниже приведены абсолютные отметки

подножий береговых валов в Эстонии по важнейшим местонахождениям моллюсков анциловой стадии.

I фаза: Раннамыйза — 37,2 м, Пийрсалу — 34,1 м, Тахурийду (о-в Сааремаа) — 32 м, Михкли — 23 м, Вакалепа — 20—21 м.

II фаза: Хирмусте (о-в Сааремаа) — 26 м, Ойдермаа — 20 м, Кастна (п-ов Тыстамаа) — около 16 м, Силла — 31 м, Лийва—Путла (о-в Сааремаа) — около 28 м.

III фаза: Кулламаа — около 24 м, Паадремаа (п-ов Тыстамаа) — около 15 м, Поотси — 12,98 м.

IV фаза: (фаунистический материал пока не найден).

V фаза: Ряги (о-в Сааремаа) — 20 м, Коки (о-в Сааремаа) — 20,2 м, Пяри (близ Мярьямаа) — 17—18 м.

Если береговые образования первой фазы анцилового озера прослеживаются на протяжении всей территории Эстонии, то береговые образования второй фазы не встречаются ниже абсолютной отметки в 10 метров; например, они не установлены на северо-восточном побережье Эстонии в районе к востоку от Мерикюла. Береговые образования этой фазы, расположенные ниже названной отметки, уничтожены более поздней трансгрессией литоринового моря.

Береговые образования III фазы анцилового озера прослеживаются в Эстонии лишь там, где их абсолютная отметка превышает 12 метров. В отложениях IV фазы анцилового озера фаунистического материала до сих пор не найдено. П. Кентсом (Kents, 1939) была проведена нивелировка береговых образований этой фазы в восьми случаях. Соответствующие отложения имеют на полуострове Кыпу абсолютную отметку 35,75 м; в Западной Эстонии соответствующих береговых образований не найдено ниже 14 м над современным уровнем моря. Береговые образования V фазы пронивелированы в пяти случаях; абсолютная отметка их на п-ове Кыпу — 19,68 м и в Пагавере — 23,88 м. Образования данной фазы не встречаются ниже 17 метров над уровнем моря. На этой высоте самый низкий уровень анцилового озера ( $A_V$ ) пересекается уровнем Па литоринового моря в Западной Эстонии.

Анциловый подгоризонт представлен в Эстонии главным образом прибрежными озерными отложениями, сложенными в основном галечниками, гравием и песками. Глинистые отложения и алевриты обычно отсутствуют, но иногда встречаются на побережье под более молодыми отложениями. Для гранулометрического состава береговых отложений анцилового озера характерна тесная их связь с составом исходного материала и с конфигурацией береговой линии. На плато и вдоль глинта Северной Эстонии, а также, например, на западных островах наиболее грубозернистые береговые отложения сложены более или менее окатанными обломками местных карбонатных пород. Между Вызу и Куусалу, на п-ове Кыпу и в западной части центральной возвышенности Сааремаа береговые валы нередко состоят из галек изверженных пород, вымытых прибоем из отложений последнего материкового льда. Мощность береговых отложений анцилового озера обычно сравнительно невелика, в среднем 2 метра. Более глубоководные отложения анцилового озера состоят главным образом из песков с различной зернистостью и алевритов, а иногда и из глин. Последние, однако, встречаются редко; они обычно размывались при последующем понижении уровня воды, выносились дальше в море, где вновь отлагались как более молодые прибрежные осадки. Такие условия переотложения способствовали сохранению более мелководных озерных отложений, глубина осаждения которых не превышала 2—5 метров. Мощность мелкозернистых озерных отложений на пологих озерных равнинах с незначительным уклоном в

северо-западной части Эстонии — обычно 1—2 м. Большую мощность имеют озерные пески и алевриты в узких и глубоких заливах, а также в прибрежном море, защищенном от ветров и морских течений. Например, в проливе Тыстамааского архипелага анцилового озера мощность алевритов достигает 5—8 м. В одном заливе северного побережья известны глинистые алевриты того же возраста мощностью 10 м; они осаждались на расстоянии 7 км от бывшего берега, на глубине около 50 м (от уровня анцилового озера). Подобные глины имеются и в другом заливе; здесь они осаждались на еще большей глубине (около 100 метров) и содержат пресноводные диатомеи и пыльцу, характерную для бореальной стадии климата. Исходным материалом для более глубоководных отложений анцилового озера нередко служили мелкозернистые фракции морены верхнего плейстоцена. К более глубоководным отложениям анцилового озера в большинстве случаев относятся грубозернистые алевриты; их гранулометрический состав очень незначительно отличается от соответствующего состава отложений литоринового моря (см. рис. 1А и L). По составу озерные пески и алевриты почти мономинеральны, с содержанием кварца в 93—100%, остальная же часть отложений состоит из полевого шпата, слюд и тяжелых минералов. Сравнение минералогического состава более глубоководных озерных от-

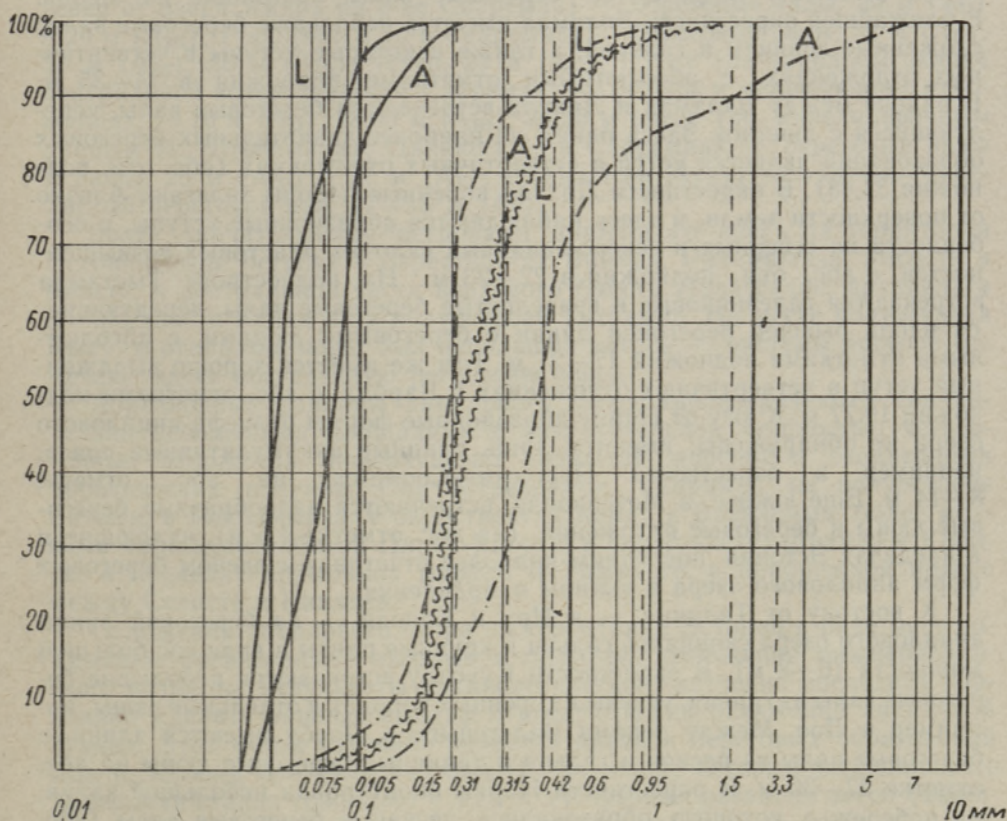


Рис. 1. Логарифмические кривые гранулометрического состава морских, береговых и эоловых отложений. Отложения: А — анциловой стадии, L — литориновой стадии, — морские, - - - береговые, ~ ~ эоловые.

ложений с составом разновозрастных береговых отложений показывает, что последние содержат значительно больше полевого шпата, а кварца в среднем на 25% меньше (например, в окрестности Куусалу).

Для более древних фаз анцилового озера весьма характерна интенсивная аккумуляция, в результате которой образовалось большое количество береговых валов, кос и отделяющих лагуны прибрежных баров, особенно в западной части территории и на о-ве Сааремаа. С первой фазой анцилового озера можно связать древние прибрежные бары и отделенные последними лагуны в целом ряде мест, например в пределах бассейнов озер Кахала, Маарду, Юлемисте, Эрмисту и болот Паэжюла-Пяэрдю, Яризе и Пелиссоо (на о-ве Сааремаа). Из остальных фаз анциловой стадии такие береговые образования неизвестны, но соответствующие береговые валы и уступы наблюдаются во многих местах. Береговые образования периода регрессии анцилового озера прослеживаются отчетливо лишь там, где их формированию способствовал более древний рельеф. Этот факт сам по себе указывает на постепенное понижение уровня воды в анциловом озере после фазы  $A_1$ , происшедшее без существенных остановок.

Ниже дается краткий обзор распространения важнейших прибрежных образований первой стадии анцилового озера.

К юго-западу от Таллина, вплоть до маргинальных краевых образований Элламаа, встречаются береговые валы, состоящие из щебня. В ближайшей окрестности Элламаа имеются небольшие береговые валы, сложенные гравием и галькой, а также некоторые уступы в четвертичных отложениях с абсолютными отметками подножия в 34—35 м. В районе между Элламаа и Лихула встречаются береговые валы, чередующиеся с дюнами. Здесь одним из наиболее значительных береговых образований является уступ в четвертичных отложениях (абс. отм. подножия 34,48). В окрестности Лихула коренные породы залегают близко от поверхности земли, и здесь наблюдаются абразионные уступы, в особенности на северных и северо-западных склонах пластовых возвышенностей, с абс. отм. подножия в 22—23 м. На полуострове Тыстамаа встречаются галечниковые и гравелистые береговые валы, чередующиеся вдоль бывшей береговой линии с береговыми дюнами, с абсолютными отметками подножий 17—21 м. Там же имеется хорошо выраженный уступ в четвертичных отложениях у Варбла с абс. отметками подножий 19,77 м. К югу от Пярну абразионные формы рельефа анцилового озера не обнаружены; имеются лишь длинные аккумулятивные пояса, например в окрестности Пустуски—Соометса, на абс. отметке 8—14 м. Еще южнее, в Метсапооле, встречаются валообразные береговые дюны и береговые отложения. (на абс. отметке 4,5 м), являющиеся в пределах Эстонии последним наиболее отчетливым звеном береговых форм анцилового озера в южном направлении.

К востоку от Таллина — в Иру и Крооди — на береговой линии анцилового озера скопились гальки и крупные плиты в виде кос большой мощности (6—8 м). В окрестности Куусалу встречаются небольшие береговые валы из гравия, уступы в коренных породах и отдельные дюны, например в Лоо. Между реками Вальгейыги и Лообу имеются длинные береговые валы из песков и гальки и типичные береговые дюны на абс. отметке 27—30 м. В окрестности Нарвы ооконтурован небольшой залив, на побережье которого образовались песчаные береговые валы (абс. отм. 12,5 м).

Наиболее важные береговые образования времени регрессии анцилового озера были перечислены в связи с местонахождениями фауны субфоссильных моллюсков (стр. 282). Ниже приведены еще некоторые

из соответствующих образований с указанием абсолютных отметок их подножий:

Заповедник Вальгейги — песчаные береговые валы, 28 м (A<sub>II</sub>), 25 м (A<sub>III</sub>) и 23 м (A<sub>IV</sub> или A<sub>V</sub>); Суурекрыве (вблизи Локса) — береговой вал, 30 м (A<sub>II</sub>); Куусалу — береговой вал, 32 м (A<sub>II</sub>); Руу (на правом берегу реки Ягала) — береговые валы, 32 м (A<sub>II</sub>), 28 м (A<sub>III</sub>); Иру—Лепику — береговые валы, 30 м (A<sub>III</sub>) и 26 м (A<sub>IV</sub>); Ристи — уступы в четвертичных отложениях, 32 м (A<sub>II</sub>), 30 м (A<sub>III</sub>); береговой вал, 25 м (A<sub>V</sub>); Турвасте (к северо-западу от озера Валгьярв) — уступ в четвертичных отложениях, 30 м (A<sub>II</sub>); береговой вал, 28 м (A<sub>III</sub>); Пийрсалу — галечно-гравелистый береговой вал, 28 м (A<sub>III</sub>); Паливере — песчаные береговые валы и дюны, 30—32 м (A<sub>II-III</sub>); Каазику и Мариметса (к югу от Паливере) — уступ в четвертичных отложениях и береговой вал, 32 м (A<sub>II</sub>); Кээдика — береговой вал, 30,92 м (A<sub>II</sub>); уступы в четвертичных отложениях, 28,60 м (A<sub>III</sub>) и 25,56 м (A<sub>IV</sub>); Ыхукюла (близ Варбла) — песчано-гравелистые береговые валы, 18—16 м (A<sub>III</sub> и A<sub>IV</sub> или A<sub>V</sub>); Варбла — уступ в четвертичных отложениях, 19,77 м (A<sub>I</sub> или A<sub>II</sub>); Вахтраселья — галечно-песчаный береговой вал, 17,59 м (17,94 м) (A<sub>I</sub> или A<sub>II</sub>); Пахапилли (на северо-восточном склоне центральной возвышенности Сааремаа) — уступы в четвертичных отложениях, 32 м (A<sub>II</sub>) и 26 м (A<sub>IV</sub>); береговой вал, 30 м (A<sub>III</sub>); Ямара (на север от озера Ямара на о-ве Сааремаа) — береговые валы, 30 м (A<sub>II</sub>) и 26 м (A<sub>III</sub>); Роодиметса (о-в Сааремаа) — береговые валы, 32 м (A<sub>II</sub>), 28 м (A<sub>III</sub>), 26 м (A<sub>IV</sub>); уступ, 23 м (A<sub>V</sub>); Сутру (на западном склоне центральной возвышенности Сааремаа) — уступы в четвертичных отложениях, 29,76 м (A<sub>II</sub>), 28,05 м (A<sub>III</sub>), 26,59 м (A<sub>IV</sub>) (по нивелировочным данным И. Штейнмана); Пайкюла (о-в Сааремаа) — береговые валы и дюны, 26 м (A<sub>III</sub>) и 21 м (A<sub>V</sub>); Лийва (о-в Муху) — галечно-гравелистый береговой вал, 17—18 м (A<sub>V</sub>).

Более значительными островами анцилового озера на территории Эстонии были острова в окрестностях Виймси, Раннамыйза, Михкли и Авасте, в центральной части верхнего болота Лавассааре, архипелага в окрестности Кейла и на полуострове Тыстамаа. На месте полуострова Кыпу, в открытом море, был небольшой остров — системы уступов отмечают здесь постепенную регрессию озера.

Абразионные равнины анцилового озера характеризуются сравнительно небольшими площадями с незначительной мощностью четвертичных отложений, поверхностно размытой мореной и скоплениями эрратических валунов. Они встречаются, например, на полуострове Виймси, в Раннамыйза, в окрестностях Кейла и Вазалемма, более мелкими площадями вблизи Пярну-Яагупи, в окрестностях Лихула и Коонга, в пределах друмлинов Варбла и Таммисте, в прибрежной полосе между Селисте и Кихлепа.

Отложения анцилового озера на территории Эстонии в ряде мест покрывают органогенные озерные и болотные отложения нижнебалтийского возраста. Результаты палинологического изучения последних позволяют сделать важные выводы о стратиграфии отложений анциловой стадии. Этот метод изучения возраста древних береговых образований был в Эстонии применен впервые П. Томсоном, который установил, что анциловая стадия совпадает с VIII и VII фазами развития лесов (Thompson, 1929).

Органогенные отложения, покрытые береговыми образованиями первой трансгрессивной фазы анцилового озера, известны в настоящее время в Эстонии в 10 местах. О существовании органогенных осадков под кластическими озерными отложениями в Яльгимяэ (в Северной Эсто-



нии; см. рис. 2,6) сообщил П. Томсон (Thomson, 1933), а в Пяэрдугу — А. Лаази (Laasi, 1937, рис. 2,16). Автором данной статьи обнаружены погребенные тонкие слои гиттии, торфа и гумуса в следующих местах (см. рис. 2): Каллавере (4), Йыэляхтме (3), Вийду (25), Яризе (26), Мустайэ (23), Пийрсалу (12), Лайтсе (10), Вакалепа (17).



Рис. 2. Главнейшие местонахождения погребенных органических отложений и древних лагун: ○ анциловой стадии, □ литориновой стадии, ◇ лимниевой стадии, ▼ пыльцевой анализ из соответствующих отложений, — — — береговая линия анцилового моря, — · — береговая линия литоринового моря, . . . береговая линия лимниевского моря.

Из перечисленных местонахождений погребенных органических осадков следует выделить четыре первых из-за их большей мощности и более богатого содержания пыльцы. В Каллавере под береговым гравием имеется линзообразный слой тростникового торфа с гиттией, максимальная мощность которого 15 см. В нижней части торфа пыльцы не оказалось, в верхней же части состав пыльцы был следующим: *Pinus* — 85%, *Betula* — 10%, *Alnus* — 4% и *Corylus* — 1%. Под береговым баром Йыэляхтме (примерно в 25 км к востоку от Таллина) погребен торф с семенами *Menyanthes*, мощностью в 15 см. В торфе обнаружена пыльца следующих пород: *Pinus* — 86%, *Betula* — 13% и *Corylus* — следы. Во время анциловой стадии здесь, за береговым баром, находилась небольшая лагуна, представленная в настоящее время болотной равниной, в пределах которой под торфом залегает зеленовато-серый озерный мергель со многими пресноводными моллюсками и гиттией. Упомянутый озерный мергель содержит в большом количестве споры водяных растений, водорослей (*Cosmarium* и др.) и несколько процентов пыльцы *Pinus* и *Betula*. В селе Вийду около Хяядемэсте под береговыми отложениями, частично перевезенными ветром в дюны, залегает линзообразный слой гипсового торфа мощностью в 5—7 см со следующим составом пыльцы: *Pinus* — 76,5%, *Betula* — 18% и *Alnus* — 5,5%. В этом торфе определены остатки гипсового моха *Scorpidium scorpioides*. Севернее Вийду, в Мустайэ, под береговыми песками лежит тонкий слой

торфа, содержащий *Pinus* — 70%, *Betula* — 25%, *Alnus* — 4% и *Ulmus* — 1%.

Для органогенных осадков, погребенных под отложениями анцилового озера, характерна небольшая мощность, не более 15 см. Они в большинстве случаев сильно разложены и имеют почвообразный характер. Причиной небольшой мощности органогенных осадков была незначительная интенсивность заболачивания и накопления торфа в бореальной стадии. В этих органогенных осадках содержатся небольшие количества или следы пыльцы, что является результатом аэробных условий их сохранения. Количество пыльцы *Betula* и *Pinus* в препаратах размером 18×18 мм обычно не превышает 5—10 зерен. В случае более богатого содержания пыльцы количественное соотношение пыльцы древесных пород, как показывают вышеприведенные данные, довольно однородное: *Pinus* — 85—70%, *Betula* — 13—25%, *Alnus* — 4—5%, *Ulmus* и *Corylus* — следы. Такое содержание пыльцы характерно для конца VIII фазы развития лесов, т. е. для времени, непосредственно предшествовавшего трансгрессии анцилового озера на территории Эстонии.

Итак, погребенные органогенные отложения указывают на трансгрессивный характер анцилового озера, но насколько отступила граница предыдущего водоема — нам неизвестно. Последний вопрос усложняется еще и тем, что в нижнебалтийское время после иольдиевой стадии в Балтийском море произошли две (эхинейсовая и анциловая) трансгрессии (Saugamo, 1954). До сих пор полагали, что частая встречаемость и крупные размеры береговых образований анцилового озера на территории Эстонии обусловлены трансгрессивным характером анцилового озера в начале этой стадии. Однако не исключена возможность, что эти береговые образования накопились в условиях упомянутых выше двух трансгрессий, во время которых уровни воды были приблизительно одинаковыми. Двух ясно выраженных параллельных береговых линий трансгрессивного характера этого времени в западной части Эстонии не наблюдается, но встречаются береговые образования, расположенные выше максимального уровня анцилового озера (35 м). Такие образования известны, например, в Вяо на бровке глинта, в виде короткого берегового вала на абсолютной отметке 37,84 м\* и в Йыэляхтме на восточном краю выступа глинта, также в виде берегового вала с абсолютной отметкой примерно 38 м.

На основании абсолютных отметок береговых линий Суурсаари и двойных береговых валов в Крооди [последние упомянуты в статье А. Таммеканна (Tammekann, 1936)], М. Саурамо (Saugamo, 1958) считает возможным, что уровень эхинейсового моря достигал в Крооди абсолютной отметки в 37 м, а уровень анцилового озера был здесь на 4 метра ниже. Достаточных сведений для решения этого вопроса, однако, у нас до сих пор не имеется.

При рассмотрении погребенных органогенных осадков осталось незатронутым местонахождение глинистой гиттии и содержащего глауконит песка, залегающих под косой Иру, так как вопрос о возрасте и характере этих слоев до сих пор не нашел еще удовлетворительного решения. Предварительно можно сказать, что нижележащий слой гиттии со створками *Anodonta* образовался в озере. Залегающий на этой гиттии песок с глауконитом, *Unio tumidus* и моллюсками анцилового озера, например *Ancylus fluviatilis*, *Radix ovata*, *Anodonta cygnea*, образовался в устье реки на абсолютной отметке примерно в 32 м. Пыльцевой

\* P. Kents. Postglatsiaalsed Läänemere randjoone võnkumised Eestis illustreeritud Kõpu poolsaarel. 1939. Рукопись. Хранится в фонде ТГУ.

анализ показал, что глинистая гиттия древесной пыли не содержит, но в ней была найдена пыльца различных травянистых растений и отдельные пресноводные диатомеи (например, *Navicula* sp.). По Таммеканну (Таммеканн, 1936), поверхность дельты реки, впадающей в иольдиевое море в окрестностях Крооди, имеет, вероятно, абсолютную отметку 30 м, и в слоистых песках, залегающих ниже этой высоты, встречаются раковины субарктических пресноводных моллюсков. С этой же абсолютной отметкой связана на о-ве Суурсаари пятая фаза пребореального иольдиевого моря (Saugamo, 1958). На основании имеющихся данных можно предположить, что в окрестностях Иру и Крооди уровень Балтийского моря в течение нижнего голоцена изменялся несколько раз. Амплитуда последней трансгрессии того времени, по абсолютным отметкам погребенных озерных отложений в Иру (32 м) и подножий береговых валов трансгрессивной фазы анцилового озера в Крооди (по нивелировочным данным — 34,1 м) и в Иру (35,5 м по тем же данным), могла достигать по крайней мере двух-трех метров. Окончательное определение амплитуды трансгрессии анцилового озера окажется возможным лишь по выяснении распространения на нашей территории иольдиевого и эхинейсового морей, а также соответствующих им отложений.

Возможность применения диатомового анализа при определении возраста наших голоценовых отложений весьма ограничена, и поэтому более детальное определение на их основе экологических условий анцилового озера невозможно. В связи с этим до сих пор остается открытым вопрос о распространении на нашей территории эхинейсового и мастоглоевого морей. Сравнение нижней границы анцилового подгоризонта в пределах Эстонии с соответствующей границей в Финляндии на основе субфоссильных моллюсков не представляется возможным, так как последних в Финляндии в отложениях анцилового озера не найдено (Saugamo, 1958, стр. 37). Характерная же для эхинейсового и мастоглоевого морей Финляндии полупресноводная диатомовая флора в Эстонии неизвестна. В общем, распространение пресноводных диатомей в водоемах, расположенных на территории Эстонии, ввиду малого содержания в них кремневых соединений было весьма спорадическим. До сих пор обнаружено только одно местонахождение диатомей анцилового возраста. Так, в глинах анцилового озера у Вяэна, в пределах лагуны литоринового моря (см. рис. 2,7), имеются характерные пресноводные диатомеи (флора *Arenaria*), например *Melosira arenaria* Moore, *Gyrosigma attenuatum* (Ktz.) Rabh., *Campylodiscus noricus* var. *hibernica* (Ehr.) Green (Thomson, 1939).

Фактический материал по геологии анцилового озера с территории Эстонии говорит о том, что выделение анциловой стадии в качестве самостоятельной хронологической единицы истории Балтийского моря всесторонне обосновано, так как характерные для анцилового озера экологические условия и приспособившаяся к ним фауна моллюсков резко отличаются от экологических условий и фауны моллюсков предыдущей и последующей стадий. Так как на территории Эстонии в береговых образованиях анцилового озера, от первой (A<sub>I</sub>) до последней (A<sub>V</sub>) его фазы, сохранилась фауна моллюсков с однородным видовым составом, то это показывает, что в экологических условиях озера в пределах Эстонии не произошло значительных изменений в течение всей стадии (Ряста, 1958). Фауна моллюсков из отложений анцилового озера содержит лишь пресноводные виды, среди которых руководящей формой является *Ancylus fluviatilis* Müller. Характер рассматриваемой фауны моллюсков говорит о том, что во время анциловой стадии вода в Балтийском море

была пресной. Лишь в конце этой стадии в открытой части анцилового озера могли образоваться полупресноводные условия (максимальная соленость воды 3‰). Об этом свидетельствует характер фауны моллюсков анцилового озера, обнаруженной автором в Ристи (на северо-западе Эстонии), в Коки (на о-ве Сааремаа) и в Вылла (на о-ве Муху). В этих местонахождениях в донных отложениях анцилового озера были найдены *Ancylus fluviatilis*, *Radix ovata*, *Bithynia tentaculata* и, кроме них, в качестве впервые появившейся здесь формы *Theodoxus fluviatilis* var. *littoralis*. Иммиграция последнего вида в Балтийском море в конце анциловой стадии оказалась возможной, так как соленость воды здесь достигла в то время 0,2‰. *Theodoxus fluviatilis* характерен уже для фауны моллюсков мастоглоевого (или клюпеусового) моря и в отношении солености воды является самым нетребовательным из форм полупресноводной фауны этого водоема, тогда как остальные, более требовательные виды иммигрировали в бассейн Балтийского моря при повышении солености морской воды до 4‰. В упомянутых местонахождениях грубозернистые отложения анцилового озера расположены на несколько метров ниже самого низкого уровня анцилового озера (17, 15 и 10 м).

М. Саурамо определил продолжительность существования анцилового озера примерно в 300 лет. На основании палинологического анализа диатомей он считает, что анциловое озеро существовало в период последней трети бореальной стадии, в течение же остального более раннего отрезка этой стадии существовало эхинейсовое море (Sauramo, 1954, стр. 214). Он полагает также, что эхинейсовое море существовало уже во второй половине пребореальной стадии, что соответствует примерно времени рабдонемового моря (там же, стр. 202).

В такой короткой период времени (300 лет) немислимо формирование береговых образований анцилового озера в виде пяти серий, установленных у нас во многих местах, и захоронение пресноводной фауны моллюсков в отложениях всех фаз. Озерные экологические условия имели, видимо, бóльшую продолжительность, по меньшей мере 1500 лет. Х. Мунте в своей критической статье заметил по поводу работы М. Саурамо 1954 года, что значительная часть времени эхинейсового моря может относиться уже ко времени анцилового озера, особенно если учесть то обстоятельство, что исследования М. Саурамо ограничивались озерными и морскими диатомеями в органогенных отложениях, образовавшихся в мелких заливах анцилового озера (Munthe, 1955, стр. 430). По мнению Х. Мунте, историю анцилового озера более четко характеризуют отложения открытых частей этого озера. Тот же автор в одной из более ранних своих работ определяет продолжительность существования анцилового озера в 1700 лет (Munthe, 1940).

### 3. Стадия литоринового моря

Отложения, образовавшиеся во время стадии литоринового моря, составляют основную часть среднебалтийского горизонта —  $Q_{IV}^2$  и делятся в Эстонии на пять пачек:  $L_I$ ,  $L_{IIa}$ ,  $L_{IIb}$ ,  $L_{III}$  и  $L_{IV}$ . Соответственно этому различаются пять серий береговых линий (Орвику, 1960). Границы литоринового подгоризонта были определены с помощью субфоссильных соленоводных моллюсков, сохранившихся в отложениях древних береговых валов в Западной Эстонии и на островах Западно-Эстонского архипелага (Ряста, 1957). Нижняя граница литоринового подгоризонта была установлена на основании малакологических материалов на юго-западе Эстонии, тогда как граница между литориновым

и лимниевым подгоризонтами определена здесь лишь геоморфологически.

Если в течение отдельных фаз анцилового озера неотектоническое поднятие на всей территории Эстонии было еще настолько заметным, что привело к формированию цепи четко отличимых друг от друга разновозрастных береговых образований, то в стадии литоринового моря условия для возникновения и сохранения прибрежных образований не были уже такими благоприятными, в особенности в северо-восточной и юго-западной частях территории. Во время литоринового моря и позднее неотектоническое поднятие в окрестностях Нарвы и Пярну было менее интенсивным, чем в предыдущую стадию, и соответствующие прибрежные образования либо возникали на очень небольшом расстоянии друг от друга (менее двух метров по высоте), либо они покрылись водой в течение последующих стадий и были переработаны в более молодые образования. В вышеупомянутых районах при выяснении стратиграфии древних береговых линий геоморфологический метод не дает положительных результатов. Так, например, к юго-востоку от Тыстамаа при помощи этого метода невозможно отделить береговые образования  $L_{IIa}$  от береговых образований  $L_{IIb}$  и  $L_{III}$  от  $L_{IV}$ .

Ниже рассматриваются основные местонахождения моллюсков литоринового моря, в которых были найдены характерные соленоводные виды, как *Littorina littorea* L., *Littorina saxatilis* (Od.) var. *rudis* (Maton.), *Zippora membranacea* J. Adams, *Rissoa incospicua* Ald., *Scrobicularia piperata* Gmelin и др.

П. Кентсом береговые образования  $L_I$  пронивелированы лишь в семи случаях. Автором данной статьи моллюски этой фазы были найдены в береговых валах в Кейла-Йоа (абс. отм. подножия 23—24 м), Лаулаасмаа (абс. отм. подножия 23 м), Иллурма (абс. отм. подножия 22 м) и в Коэе (абс. отм. подножия 21 м). Береговые образования второй фазы литоринового моря распространяются по всему побережью Эстонии. Они находятся, как это следует из данных П. Кентса, в северо-западной части Эстонии ниже береговых образований первой фазы литоринового моря. Там же, где береговые образования  $L_I$  расположены на высоте 19 м выше современного уровня моря, с ними совпадают береговые образования фазы  $L_{II}$ , которые в юго-восточном направлении являются у нас самыми верхними береговыми образованиями литоринового моря. Следовательно, верхняя граница литоринового моря в пределах Эстонии является метахронной: до изобазовой линии 19 метров (до линии Пуйзе—Куусалу) самыми верхними береговыми образованиями являются береговые образования фазы  $L_I$ , а к юго-востоку от указанной линии — образования фазы  $L_{IIa}$ ; до изобазовой линии 9 метров (до линии Уулу—Нарва) верхними береговыми образованиями являются, вероятно, образования фазы  $L_{IIb}$ . Береговые образования  $L_{IIa}$  пронивелированы, по данным П. Кентса, в девяти пунктах, где разница между уровнями  $L_I$  и  $L_{II}$  более одного метра, и в четырех пунктах, где разница этих уровней меньше 1 метра. В береговых отложениях фазы  $L_{IIb}$  субфоссильные моллюски были найдены лишь в Палукюла (о-в Хийумаа) и в Ййэ (Хаапсалуский район), на абсолютной отметке 21 м. Береговые образования фазы  $L_{IIb}$  пронивелированы, по данным названного автора, в Западной Эстонии в двух случаях и к востоку от Тойла — в одном случае. Разделение береговых образований в Эстонии на самостоятельные фазы «а» и «б» П. Кентс обосновал на примере береговых валов в Вахекюла, расположенных в 50—100 м друг от друга на высоте 18,77 и 21,67 м. В Вахекюла, в отложениях береговых валов фазы  $L_{IIb}$  были найдены лишь створки *Cardium edule* L. Береговые образования III фазы встре-

чаются на всей территории Эстонии и пронивелированы П. Кентсом в 12 случаях, причем в соответствующих отложениях автором данной статьи были найдены субфосильные моллюски в одном случае — в береговом вале Йыэ (абс. отм. подножия 15 м). Береговые образования IV фазы определены П. Кентсом нивелировкой в 12 пунктах. Из этих мест фауна моллюсков была найдена в береговых валах (в метрах даны абсолютные отметки их подножий) Аулепа — 12,5 м; Роосна — 13 м; Патсу — 13 м; Ристи — 11,5 м; Сутлема — 12,5 м; Хаапсалу — 10 м и Вяэтса — 11 м.

Отложения литоринового подгоризонта распространяются в северо-западной части Эстонии и на островах Западно-Эстонского архипелага в виде узкой полосы, высота которой постепенно понижается с северо-запада на юго-восток, достигая на п-ове Кыпу (о-в Хийумаа) 27 м, на северо-западе Эстонии 19—24 м и на побережье Пярнуского залива всего лишь нескольких метров выше уровня моря. Отложения литоринового моря, аналогично отложениям анцилового озера, часто представлены прибрежными осадками: песками, гравием и галечниками. Мощность их обычно не более двух метров. Более глубоководными отложениями литоринового моря являются равнотерные пески и алевриты, а также глины, последние, правда, очень редко. Выходы этих отложений в общем небольшие. Осадки образовались в большинстве случаев недалеко от берега; глубина их осадения могла быть 2—15 м. Более широко распространены отложения литоринового и лимнивого морей (пески и алевриты) в окрестностях Ныва, на побережье окрестностей Варбла—Тыстамаа—Кастна, в окрестности Хяэдемээсте, в месте соединения рек Пяэрду и Вигала. Хорошие обнажения прибрежных морских отложений литоринового моря известны лишь на побережье юго-западной части Эстонии, например в стенках канала Уулу обнажаются косослоистые пески этого возраста со створками *Cardium* и *Mytilus*. Такие же пески обнажаются в стенках Тимм-канала у с. Раннаметса и Выйду, а также на берегу ручья Кольга, где мощность их 4—6 м.

При сравнении литологического состава отложений береговых валов анцилового озера и литоринового моря в Эстонии бросается в глаза более мелкозернистый состав последних. Причиной этого, несомненно, является характер исходных отложений, которые в пределах распространения литоринового моря были более мелкозернистыми. На основании наблюдений можно предположить, что соленость воды не оказывала существенного влияния на образование мелкозернистых (глубоководных) отложений и на коагуляцию соединений железа в отдельных стадиях Балтийского моря. По гранулометрическому составу алевриты литоринового моря сравнительно мало отличаются от алевритов анцилового озера.

Для двух наиболее древних фаз литоринового моря (L<sub>1</sub> и L<sub>1a</sub>) характерно обилие форм аккумуляции, а также широкое распространение береговых валов, перевеянных в дюны и береговые дюны, что указывает на интенсивность эоловых процессов в рассматриваемых фазах. Ранее упоминалось уже, что в связи с трансгрессиями в бассейне Балтийского моря во многих местах территории Эстонии возникли береговые дюны. Литориновое море характеризуется несколькими трансгрессиями, и этим объясняется сравнительно частая встречаемость береговых дюн вдоль соответствующих берегов. Береговые формы рельефа литоринового моря по своей морфологии, размерам и распространению аналогичны береговым формам рельефа анцилового озера.

В нижеследующем приводится сжатый обзор основных береговых образований литоринового моря в Эстонии.

К западу и юго-западу от Таллина встречаются многочисленные песчаные и песчано-галечниковые береговые валы и небольшие береговые дюны. Две большие и хорошо изученные древние лагуны находятся в Вяэна и Клоога. Между Вяэна и Клоога следует отметить береговые валы в Лауласмаа и Иллурма (вблизи Клоога), сложенные крупнозернистым материалом (гравием и щебнем). Дугообразный береговой вал в Куййыэ, своеобразное и единственное в своем роде береговое образование в Эстонии, окаймляет бывшую бухту Вихтерпалу (в пределах современного болота Суурсоо) с запада и юга на протяжении примерно 10 км и состоит главным образом из мелкозернистых отложений. Подножие этого вала находится на абс. отм. 20,94 м (L<sub>I</sub>). Там, где эта бухта литоринового моря отделилась от общего бассейна литоринового моря, в окрестностях Кобру—Туйзу—Энглама, можно проследить береговые образования более молодых фаз того времени [абс. отм. 19 м (L<sub>II</sub>), 17 м (L<sub>III</sub>), 15 м (L<sub>IV</sub>)].

В окрестностях Ныва—Ригульди—Хаапсалу и на о-ве Вормси широко представлены береговые образования разных фаз литоринового и лимнивого морей. В Ригульди, на западной стороне острова, существовавшего во время литориновой стадии, находятся береговые валы на абсолютных отметках 21—20 м (L<sub>IIb</sub>), 17 м (L<sub>III</sub>) и аккумулятивный уступ на абсолютной отметке 15 м (L<sub>IV</sub>). В Нымкюла береговые валы осаждались в аналогичных условиях на абсолютных отметках 19; 17; 15 и 13 м (L<sub>II-IV</sub>). Здесь в соответствующих отложениях найдены многочисленные субфоссильные моллюски. Предпосылкой к накоплению моллюсков послужило преобладание на берегу данного района более соленоводных экологических условий, а также гравелистое и щебневое морское дно, благоприятствующее распространению прикрепляющихся моллюсков. К югу от Хаапсалу и на п-ове Ридала встречаются гравелистые и галечниковые береговые валы, исходным материалом которых были флювиогляциальные отложения радиальных и маргинальных краевых образований последнего оледенения.

Особое внимание необходимо обратить на береговые образования анцилового озера и литоринового моря в районе реки Казари, где в пределах береговых линий простирались обширные прибрежные лагуны, в которые впадали прежние реки Конувере и Пяэрдю. Эти лагуны были отделены от моря дугообразными барами в районе Тээнузе—Вана-Вигала и в районе Кулли—Раммука. В этом же районе одним из наиболее интересных береговых образований фазы L<sub>II</sub> является пересыпь (типа томболо) в Авасте, соединившая существовавший уже во время анциловой стадии остров с сушей около Вана-Вигала.

На полуострове Тыстамаа встречаются длинные гряды береговых дюн и песчаные береговые валы на максимальной высоте литоринового моря (L<sub>II</sub>). Здесь относительная высота береговых дюн достигает 15 метров. Ниже максимальной береговой линии распространены отдельные береговые валы и уступы на абсолютной отметке 10—8 м, например в Варбла, Кольга, Тыстамаа, Селисте и Поотси, но из них пронивелирован лишь один береговой вал в Тыстамаа [на абс. отм. 9,69 м (L<sub>IV</sub>)].

Для побережья залива Пярну характерны большие скопления прибрежных отложений, образование которых было вызвано не только неотектоническим поднятием, но в значительной степени и характером более раннего рельефа, а также достаточным и непрерывным притоком мелкозернистого материала в условиях повторной трансгрессии моря. К югу от Пярну вначале встречаются как береговые валы, так и эоло-

вые отложения. Около Уулу начинается гряда береговых дюн длиной 45 км и шириной максимально 1 км. Наиболее характерную форму имеют эти дюны в районе Выйсте и Раннаметса; к югу и северу простирается несколько гряд береговых дюн. Между Выйсте и Раннаметса береговые дюны наиболее высокие; в Раннаметса относительная высота их 20 метров. Эти береговые дюны в виде одного вала продолжаются до границы с Латвийской ССР. Береговые дюны Выйсте—Раннаметса окружены со стороны моря поясом прибрежных отложений, которые наиболее ясно прослеживаются в Метсакюла, Выйсте и Хяэдемээсте в виде береговых валов [9,50—8,00 м (L<sub>II</sub>), 7,60—7,20 м (L<sub>III</sub>), 5,50 м (L<sub>IV</sub>)]. Для последних в окрестности Хяэдемээсте характерны сравнительно небольшие высоты и песчаный состав. Эти короткие береговые валы встречаются еще в Треймани и Икла. Побережье Пярнуского залива характеризуется еще распространением ряда больших лагун, например на местах современных болот Толкузе, Рязма, Сибула и Соометса.

В районе к востоку от Таллина литориновые береговые образования с максимальной высотой выражены, в общем, аналогично береговым образованиям анцилового озера, однако состав литориновых береговых валов песчаный, а их первоначальная форма изменена в результате последующего переувлажнения в дюны (например, в Крооди и Куусалу). Такой примерно характер литориновых береговых образований прослеживается до п-ова Хаара. В западной части этого полуострова имеются длинные, узкие береговые бары, обращенные выпуклой стороной к суше, и между ними одна большая и целый ряд маленьких лагун. Они находятся в основном на абсолютных отметках 19 (L<sub>III</sub>) и 17 м (L<sub>IV</sub>). На участке между Локса, Лообу и рекой Валгейги имеются береговые валы, переувлажнения в дюны, в парагенезе с береговыми дюнами; все они имеют почти восточное направление и простираются параллельно береговой линии анцилового озера. На побережье между Вызу и Азери распространяются в восточном направлении многочисленные береговые валы, из которых наиболее хорошо выраженные встречаются на абсолютных отметках 14 (L<sub>III</sub>) и 12 м (L<sub>IV</sub>). К востоку от Азери литориновая береговая линия совпадает с линией Северо-Эстонского глинта. Но там, где глинт отдален от моря, например у Каннука, на узкой прибрежной полосе имеются литориновые береговые валы. В Нарвском заливе во время литориновой и лимниевой стадий была бухта; постепенную регрессию береговой линии здесь отмечают 7—8 наиболее ясно выраженных разновозрастных дуг береговых валов, переувлажнения в дюны. Подножия этих береговых образований находятся на абсолютных отметках 9,7 (L<sub>II</sub>), 9,0 (L<sub>III</sub>), 7,5 (L<sub>IV</sub>), 6,5 (Lim<sub>I</sub>), 6,0 (Lim<sub>II</sub>), 4,0 (Lim<sub>III</sub>), 2,5 (Lim<sub>IV</sub>) и 1,75 м (Lim<sub>V</sub>). В том же заливе во время второй фазы литоринового моря образовалась одна крупная лагуна — Оови-Рийги.

Из абразионных форм литоринового моря следует отметить: уступы в четвертичных отложениях в Соппе, образовавшиеся в фазах L<sub>II</sub>, L<sub>III</sub> и L<sub>IV</sub>; уступы в маргинальном краевом образовании в Рутья (L<sub>II</sub> и L<sub>III</sub>) и в коренных породах в Тситри (L<sub>III</sub> и L<sub>IV</sub>), уступы в Раннамыйза (L<sub>I</sub> и L<sub>II</sub>) и в Вяэна-Йыэсуу (L<sub>I</sub> и L<sub>II</sub>), многочисленные уступы на п-ове Лохусалу, уступы в коренных породах в Клоостри. В Варбла уступ литоринового моря в четвертичных отложениях простирается параллельно уступу анцилового озера. На п-ове Кыпу в четвертичных отложениях образовались серии уступов более древних фаз литоринового моря; береговые дюны и валы более молодых фаз этого моря установлены в северной и южной частях о-ва Хийумаа. В восточной части острова распространены преимущественно береговые валы, состоящие из щебня и гравия. Для о-ва Сааремаа характерно распространение береговых валов и берего-



вых дюн литориновой стадии в западной части острова, тогда как в восточной части его береговые дюны имеют второстепенное значение. Так, например, в Хирмусте находится уступ в четвертичных отложениях, а в Иразе — береговые валы. На восточной стороне п-ова Сырве длинный уступ литориновой стадии выработан в четвертичных отложениях.

Абразионные равнины литориновой стадии, характеризующиеся тонким слоем четвертичных отложений, размытой мореной и скоплениями эрратических валунов, имеют незначительное распространение. Такие равнины встречаются у Ригульди, Линнамяги и Таэбла и реже в юго-западном направлении от Кулламаа.

Отложения древних лагун и болот, погребенные под литориновыми береговыми валами, были отмечены уже в работах П. Томсона (Thomson, 1929, 1939) и П. Кентса. Пользуясь при изучении стратиграфии торфяных залежей палинологическим методом, П. Томсон приурочил литориновую стадию к VI и V фазам развития лесов. П. Кентс на основании возраста озерных и болотных отложений, условий их залегания и соотношения с прибрежными образованиями, установил на территории Эстонии повторное изменение уровня вод литоринового моря, начиная с промежуточной фазы клюпеусового моря.

Относительно низкий уровень воды клюпеусового моря установлен П. Кентсом на основании наличия соответствующих континентальных осадков в Кыпу (абс. отм. 25 м; рис. 2,14) и в Вяэна (абс. отм. 23,8 м; рис. 2,7). На п-ове Кыпу существовало небольшое озеро, озерный мергель которого содержит, согласно Кентсу, пыльцу следующего состава: *Pinus* — 78%, *Betula* — 11%, *Alnus* — 5%, *Corylus* — 12%, пыльца смешанного дубового леса — 5%. Такой состав пыльцы говорит об образовании озерного мергеля в начале VI фазы. В древней лагуне Вяэна озерный мергель залегает над глиной анцилового озера. В результате анализа пыльцы отложений в Вяэна и абсолютных отметок прибрежных образований П. Кентс установил, что в Вяэна уровень клюпеусового моря находился на 4,3 м ниже уровня фазы L<sub>1</sub> литоринового моря.

За фазой клюпеусового моря последовала первая атлантическая трансгрессия в фазе L<sub>1</sub>. В этой фазе в лагуне Вяэна осаждалась морская гиттия с соленоводными диатомеями. Из них следует упомянуть характерную для литоринового моря форму *Campylodiscus clypeus* Ehr. (Thomson, 1939).

После первой фазы литоринового моря на территории Эстонии снова произошло негативное перемещение береговых линий, так называемая регрессия литоринового моря, и немного позже — новая трансгрессия, называемая второй атлантической трансгрессией (в фазе L<sub>1a</sub>). Во время регрессии литоринового моря уровень воды в Вяэна, по данным П. Кентса, понизился на 2,9 м, по сравнению с уровнем в фазе L<sub>1a</sub>. Состав пыльцы, характерный для времени регрессии литоринового моря, был изучен в тонком слое гиттии, обнажающейся на берегах ручья Везику (на о-ве Сааремаа, см. рис. 2, 27) под отложениями береговых валов. В гиттии была установлена пыльца смешанного дубового леса в количестве 15,3%, в том числе пыльцы дуба 6,9% и пыльцы ели 1,7%.

Фаза L<sub>1b</sub> в северо-восточной и юго-западной частях Эстонии носила трансгрессивный характер, на что указывают соответствующие анализы пыльцы в погребенных органогенных осадках в Тыврала (рис. 2,1), Синди (рис. 2, 19) и в Раннаметса (рис. 2, 24).

Время трансгрессии L<sub>1b</sub> соответствует V—IV фазе развития лесов. На это указывает спектр пыльцы погребенных органогенных отложений в Тыврала, где наблюдается уменьшение пыльцы смешанного дубового леса, а количество пыльцы ели достигает 10% (Salmi, 1945).

Аналогичным пыльцевым составом (пыльцы смешанного дубового леса 6% и пыльцы ели 7,5%) характеризуется слой торфа, обнажающийся на левом берегу реки Пярну: этот слой имеет протяженность 4—5 км, входит в состав крупного болотного массива Санга—Синди и погребен под морскими и эоловыми отложениями. Состав пыльцы гиттии и торфа, погребенных в Раннаметса, до некоторой степени отличается от состава вышеуказанных отложений меньшим содержанием пыльцы ели (несколько процентов) и большим содержанием смешанного дубового леса (15%). Такое расхождение в содержании пыльцы объясняется, по-видимому, тем, что в последнем месте существовали более благоприятные условия для распространения смешанного дубового леса.

С точки зрения палеогеографии литоринового моря интерес представляют состав пыльцы древесных пород в болотных отложениях Авасте и в погребенных органических отложениях Санга, а также возраст прибрежных форм рельефа окрестностей Санга (рис. 2, 18). Полуостров Тыстамаа представлял собой во время литоринового моря остров, несколько меньших размеров, чем современный остров Хийумаа. Этот остров был отделен от суши очень мелководным проливом, контуры которого в настоящее время отмечают болотные массивы Авасте, Кыйма, Лайсма и Нурме. Пролив соединялся с Пярнуским заливом узким проливом между прежним полуостровом Эаметса и пересыпью Санга. С бухтой Матсалу пролив соединялся несколько более широким проливом, простиравшимся от пластовой возвышенности Михкли до Халинга. В северной части пролива, на месте нынешнего болота Авасте, образование болотных отложений началось, по данным пыльцевого анализа автора, в конце суббореальной стадии климата, т. е. в первой половине лимниевой стадии. В южной части того же пролива, в береговых отложениях Санга обнаружены моллюски литоринового моря (на абсолютной отметке 7—8 м); под этими береговыми образованиями погребен торф. Согласно пыльцевому анализу Л. Орвику, возраст слоя торфа соответствует атлантической стадии климата. На два метра ниже этого слоя залегает другой погребенный тонкий гумусовидный слой. В последнем, как показывает пыльцевой анализ автора, содержится пыльца следующих пород: *Picea* — 1,1%, *Pinus* — 43,6%, *Betula* — 24,4%, *Alnus* — 23,2%, смешанного дубового леса — 9,4%, в том числе пыльцы *Quercus* — 5%, *Corylus* — 4,6%. Так как пыльца ели представлена лишь 1%, а пыльца смешанного дубового леса примерно 10%, то очевидно, нижний погребенный слой образовался на суше до трансгрессии L<sub>IIa</sub>. Верхний погребенный слой торфа относится, вероятно, к промежутку времени, предшествовавшему трансгрессии L<sub>IIb</sub>.

Вблизи Клоога находились в настоящее время совершенно заросшие лагуны литоринового моря, из которых более древняя — лагуна Нийтвяля — была отделена от моря баром (абс. отм. подножия 22 м) в фазе L<sub>I</sub>, другая же, более молодая — лагуна Клоога — была отделена баром (абс. отм. подножия 15 м) в фазе L<sub>IV</sub> (см. рис. 2,9). На дне болотного массива Нийтвяля на глубине 2,90 м в слое гиттии мощностью 10 см на основании пыльцевого анализа автора установлена пыльца: *Picea* — следы, смешанного дубового леса — 6%, *Pinus* — 16%, *Betula* — 42%, *Alnus* — 34% (возраст соответствует части VI фазы) (рис. 3 А). В самом нижнем слое гиттии в лагуне Клоога содержится пыльцы *Picea* — 6%, смешанного дубового леса — 16%. Это показывает, что по возрасту гиттия относится к последнему отрезку IV фазы (рис. 3 Б). Необходимо отметить, что IV фазу развития лесов П. Томсон (Thomson, 1929) сопоставлял с IV фазой литоринового моря,

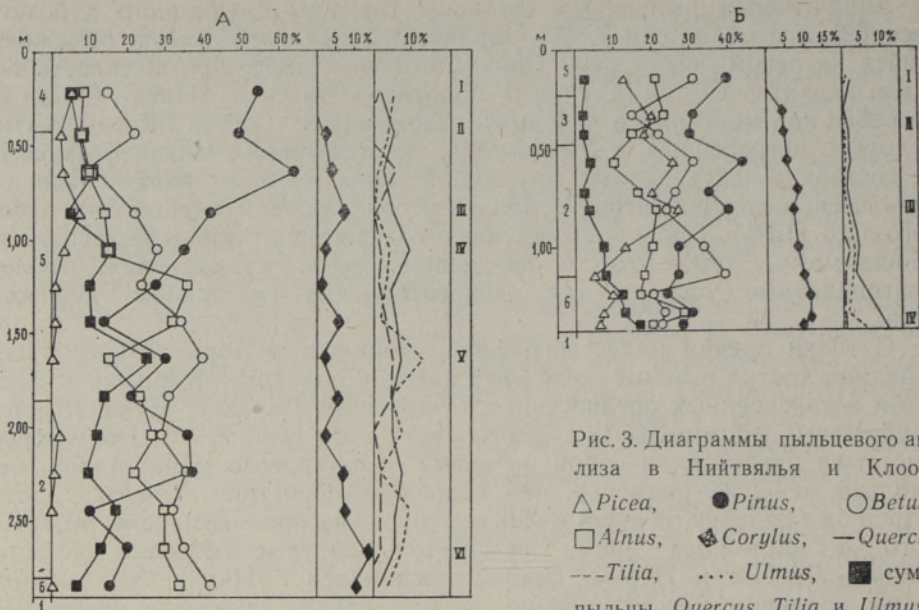


Рис. 3. Диаграммы пыльцевого анализа в Нийтвяля и Клоога:  
 1 — песок; 2 — тростниково-осоковый торф; 3 — хвощево-осоковый торф; 4 — пушицево-осоковый торф; 5 — осоковый торф; 6 — гиттия.

Тонкие прослойки органогенных осадков под береговыми отложениями литоринового моря были найдены еще в следующих местах (см. рис. 2): Куййе (11), Кейла—Йоа (8), Вяйке-Ляхтру (13), Вигала (15), Кулли (21), Кольга (20), Коки (29), Кярла (28) и Поргасте (2). Количество древесной пыльцы и условия ее сохранения в вышеупомянутых местонахождениях такие же, как и в слоях, погребенных под прибрежными отложениями анцилового озера (см. выше). Только в слое гумуса в Вигала, по данным анализа автора, имеется пыльца *Betula* — 14% и *Pinus* — 86% (возраст неясен). В тростниковом торфе, находящемся в таких же условиях в Кейла-Йоа, сохранилась пыльца древесных пород: *Picea* — 2%, *Pinus* — 48%, *Betula* — 30%, *Alnus* — 13%, смешанного дубового леса — 6%, *Corylus* — 3%. Такой состав пыльцы характерен для начала VI фазы.

#### 4. Стадии лимнического и мидиевого морей

Отложения лимнической и мидиевой стадии соответствуют верхней части среднебалтийского горизонта и верхнебалтийскому горизонту в целом ( $Q_{IV}^3$ ). В Западной Эстонии и на западноэстонских островах отложения лимнической стадии выделены на основании малакологического материала, а в северо-восточной и юго-западных частях территории — морфологическим методом. По своему литологическому характеру и мощности отложения лимнического и мидиевого морей аналогичны отложениям литоринового моря; они простираются в виде узкого пояса по всей территории республики. В северо-западной части отложения лимнической стадии находятся максимально на высоте 13 м над уровнем моря, но эта высота постепенно понижается к юго-востоку; на побережье Пярнуского залива они расположены лишь несколько выше современного уровня моря. Отложения лимнического моря делятся на пять разновозра-

стных пачек —  $Lim_{I-V}$ , в соответствии с которыми выделяются и пять разновозрастных серий береговых линий. Важнейшие местонахождения береговых валов с субфоссильными моллюсками лимнического моря, послужившие основой для выделения двух первых пачек данной стадии ( $Lim_I$ ,  $Lim_{II}$ ), следующие (в метрах даны абсолютные отметки подножий береговых валов): Роослепа — 13,5 м, Хаапсалу — 11 м; Ваку (о-в Хийумаа) — 11—12 м; Инккюла (о-в Хийумаа) — 10,5 м; Ванамыйза (Хаапсалуский район) — 10 м; Ваку — 9 м; Калласте (о-в Хийумаа) — 9 м. В перечисленных местах для отложений лимнического моря характерно присутствие *Radix ovata* (Drap). Хорошо выраженные береговые валы III фазы лимнического моря имеются: в Вихтерпалу — 6,5 м; Ныва — 7,5 м; Сарве — 7 м; Вилливалла (Хаапсалуский район) — 7,5 м. В перечисленных местонахождениях были найдены, кроме *Radix ovata* (Drap.), еще *Limnaea stagnalis* (L.) и *Bithynia tentaculata* и в небольшом количестве также стеногалинные моллюски литоринового моря. Более молодые береговые валы лимнического моря ( $Lim_{IV}$ ) имеются в Вормси — 4,5 м; Курксе (Кейлаский район) — 4,5 м; Соонлепа (о-в Хийумаа) — 4—5 м; береговые валы фазы  $Lim_V$  встречаются в Хийесааре — 2 м; в Мяддяла (около Кингиссеппа) — 1,5 м.

Органогенных осадков, погребенных под морскими отложениями лимнического времени, на территории Эстонии не найдено.

Около Вайсте (к юго-западу от Тыстамаа; рис. 2, 22) располагаются два заболоченных озера; как показывает произведенный автором пылецевой анализ, в нижних слоях отложений этих озер наблюдается характерное для II фазы развития лесов уменьшение пыльцы ели (10%); содержание пыльцы дуба сравнительно большое — 7%. Такое содержание пыльцы характеризует, вероятно, III и IV фазы лимнического моря. Болото Вайсте окружено со стороны моря баром с абсолютной отметкой 4 м, относящимся к цепи береговых образований, отложения которых характеризуются в Линди раковинами *Limnaea stagnalis*.

Условия образования отложений лимнического моря в общем аналогичны условиям образования отложений предыдущих стадий. Но отметим, что лимнические отложения имеют более ограниченное распространение, обусловленное в основном регрессивным характером соответствующего моря. Формированию береговых образований в то время не способствовал также и равнинный рельеф. Прибрежные формы рельефа лимнического моря встречаются чаще всего в северо-западных районах Эстонии, а также на полуостровах Северной Эстонии, например уступы в коренных породах у Меривяля (на п-ове Виймси), береговые валы и береговые дюны на п-ове Хаара. Береговые образования лимнического моря известны еще на островах Западной Эстонии. На северо-западе Эстонии береговые образования наиболее ранней фазы этого моря встречаются обычно на расстоянии около 5 км от современной береговой линии. Береговые образования лимнического моря еще не изучены на всей территории Эстонии, и их встречаемость еще недостаточно выяснена. П. Кентсом уступы лимнического моря установлены при помощи инструментальной нивелировки в 44 случаях; например, уступ I фазы находится на п-ове Кыпу на высоте 13,03 м и в Суурупи — 11,85 м выше уровня моря; абсолютные отметки уступа II фазы на п-ове Кыпу — 10,21 м, а в Рутья — 8,10 м; уступы III фазы в Кыпу — 8,40 м, а в Вяэна-Йыэсуу — 7,00 м; уступ IV фазы в Тискре — 4,60 м, в Рутья — 3,69 м; абсолютная отметка уступа V фазы в устье реки Вяэна — 2,94 м, а в Лохусалу — 1,87 м. По распространению и абсолютным отметкам перечисленных береговых образований видно, что береговые линии лимнического моря прослеживаются по всему побережью Эстонии, но в юго-за-

падном и северо-восточном районах своего распространения они расположены очень близко друг к другу. Например, разница между уровнями I и II фаз в районе к востоку от Рутъя менее одного метра, а береговая линия V фазы в северо-восточной Эстонии геоморфологически не выделяема. На п-ове Тыстамаа и в окрестностях Хяэдемээсте береговые образования лимниевое моря наблюдаются в виде двух, отчасти и трех гряд. Их возраст определяется найденным в береговом вале у Линди (около Тыстамаа) *Limnaea stagnalis*; появление этой пресноводной формы в северо-западной части Эстонии относится к III фазе лимниевое моря. Береговые валы лимниевое моря, перевеянные в дюны, имеются в Нарвском заливе; на побережье Клоога и на склонах озера о-ва Вормси встречаются береговые валы того же возраста.

Абразионные уступы лимниевое моря установлены в четвертичных отложениях в Уулу и Выйсте—Раннаметса, в коренных породах — в Вахтрепа (на юго-востоке о-ва Хийумаа). В последнем месте встречаются щебневые береговые валы, а в юго-западной части о-ва Хийумаа можно встретить широкие песчаные аккумуляторные пояса и прибрежные дюны. В пределах очень молодых аккумулятивных террас лимниевое моря прослеживаются многочисленные хорошо выраженные береговые валы, например в Кихельконна (о-в Сааремаа) и на пересыпи в Румпа (о-в Вормси). Более крупные лагуны лимниевое моря находились на месте нынешнего болота Потсепя—Линди (п-ов Тыстамаа) и на месте современного торфяного болота Карепа (в юго-восточной части Сааремаа). Озеро Харку отделилось от моря также во время одной из более поздних фаз лимниевое моря. Абразионные равнины данного моря имеются в окрестностях Ныва, на южном берегу залива Матсалу, в северо-восточной части о-ва Муху, на западном побережье о-ва Хийумаа, а также на о-ве Казари.

Береговую линию мидиевое моря можно проследить по заросшим береговым валам и уступам, например, на побережье Ныва—Ригульди на высоте 2 м от уровня современного моря и на побережье залива Пярну в Выйсте, Раннаметса и Хяэдемээсте на высоте 0,6—1,0 м над уровнем моря.

Из наиболее интересных отложений мидиевое моря следует упомянуть морской сапропель, образовавшийся в небольших заливах на северо-западном и западном побережьях Эстонии; этот сапропель используется в Эстонии в качестве лечебных грязей.

Ниже приводятся результаты произведенного автором диатомового анализа этого сапропеля из двух наиболее важных местонахождений: Суурлахт (о-в Сааремаа) и Выйке-Вийк (близ Хаапсалу). Проба из первого местонахождения взята Д. Кальо летом 1959 г., а из второго — автором летом 1956 г.

В Суурлахте сапропель залегает на площади примерно в 200 га; максимальная мощность слоя 0,80 м. Исследование сапропеля показало, что он содержит большое количество скелетов диатомей, различных остатков растений и микроорганизмов; содержание минеральных частиц сравнительно невелико. В микроскопическом препарате размером 18×18 мм встречаются 250—300 экземпляров диатомей. Преобладают соленоводные эвригалинные диатомей (59,3%), представленные главным образом видами *Navicula* (в процентах):

<i>Navicula peregrina</i> (Ehr.) Katz. . . . .	7,7
<i>N. peregrina</i> var. <i>lanceolata</i> Skv. . . . .	} 45,1
<i>N. peregrina</i> var. <i>minuta</i> Skv. . . . .	
<i>N. peregrina</i> var. <i>minuta</i> f. <i>curta</i> Skv. . . . .	

<i>Campylodiscus clypeus</i> Ehr.	5,0
<i>Diploneis Smithii</i> (Breb.)	1,0
<i>Diploneis</i> sp.	0,3
<i>Cyrosigma balticum</i> (Ehr.) Rbh.	0,3

Среди пресноводных форм, составляющих 40,6% всей флоры диатомей сапропеля, установлены следующие виды (в процентах):

<i>Navicula laterostrata</i> Hust.	9,7
<i>Epithemia argus</i> Kütz.	} 24,0
<i>E. argus</i> var. <i>alpestris</i> (Grun.) Hust.	
<i>Amphora</i> sp.	5,3
<i>Cymbella lanceolata</i> (Ehr.) V. H.	1,3
<i>Pinnularia</i> sp.	0,3

Кроме перечисленных диатомей, в сапропеле встречается еще целый ряд точно не определенных форм, например представленная единичными экземплярами форма, похожая на морской вид *Amphora impressa* A. Cl. Последний вид существовал в литориновом море и впоследствии вымер (Прошкина-Лавренко, 1950). Наряду с диатомеями в сапропеле встречаются в небольшом количестве зеленые водоросли, например *Cosmarium* sp., *C. reniforme*, *Euastrum ampullacum*, *Scenedesmus quadricauda*, *Staurastrum muricatum* и *S. polymorphum*, а также отдельные остатки низших ракообразных, например *Alona quadrangularis*. Пыльца древесных пород содержится в сапропеле очень мало — лишь 8—15 зерен в микроскопическом препарате размером 18×18 мм. Это главным образом пыльца *Pinus silvestris* и отдельные зерна *Betula* и *Alnus*.

В последние годы в Пярнуском санатории применяли в качестве лечебных грязей хаапсалуский сапропель, осевший в небольшом соленоводном прибрежном заливе слоем мощностью 0,2 м. В этом сапропеле находится также довольно много фитопланктона, но меньше, чем в сапропеле вышерассмотренного местонахождения; в нем встречаются пресноводные диатомеи *Navicula* и *Epithemia* и в небольшом количестве соленоводные формы *Campylodiscus clypeus* Ehr., *Surirella* sp., *Coscinodiscus* sp. Сохранность скелетов диатомей очень плохая. Хаапсалуский сапропель отличается от сааремааского еще тем, что содержит больше минеральных частиц, в особенности глины и коллоидов соединений железа черновато-коричневой окраски. В этом сапропеле встречается пыльца следующих пород: *Pinus* — 68%, *Betula* — 22% и *Corylus* — 10% (возраст неясен). Количество пыльцы выше, чем в предыдущем местонахождении: в препарате размером 18×18 встречается около 50 зерен.

В заключение следует коротко остановиться на вопросе о мидиевой «стадии» как стратиграфической единице в истории Балтийского моря.

Стадию мидиевого моря выделил шведский ученый Х. Мунте (Munthe, 1910), предполагавший, что *Mya arenaria* иммигрировал в район о-ва Готланд в железном веке. Последующие исследования показали, однако, что иммиграция *Mya arenaria* в Северное и Балтийское моря не могла иметь места ранее XVI—XVII веков до н. э. (Hessland, 1945). На территории Эстонии субфоссильные створки *Mya arenaria* найдены в двух местах: в Сарве (о-в Хийумаа), в отложениях берегового вала с абсолютной отметкой подножия 0,70 м, и в Лиу (около Тыстамаа), в отложениях берегового вала с абсолютной отметкой подножия 0,50 м. Заросшие береговые образования, находящиеся на этих абсолютных отметках, сравнительно молодые — они образовались не более 500 лет назад (Ряста, 1957). В современном прибрежном море в пределах Эстонии *Mya arenaria* имеет ограниченное распространение (Кессел, 1958).

Судя по расширению ареала пресноводных видов моллюсков (*Radix ovata*, *Limnaea stagnalis*) и иммиграции новых их представителей, (*Bithynia tentaculata*, *Stagnicola palustris*), соленость воды в прибрежном мелком море на территории Эстонии за последнее время снизилась. Температура воды за последние 500 лет изменилась незначительно. Уже в XVII веке в бассейне Балтийского моря господствовали в общих чертах современные экологические условия, и его водная фауна и флора мало отличались от современных. Однако на берегу водоема в это время сформировалась новая цепь береговых образований. Таким образом, у нас отсутствуют основания для выделения мидиевой стадии в качестве самостоятельной стадии в истории Балтийского моря. По существу, наименование «стадия» следует в данном случае заменить наименованием «фаза» и рассматривать эту фазу в качестве самой молодой единицы стадии лимниевое море — *Lim.vi*.

Характер и распространение береговых образований прибрежных отложений лимниевое море, условия их образования, а также их соотношение с современной береговой линией требуют в дальнейшем более подробного изучения.

Институт геологии  
Академии наук Эстонской ССР

#### ЛИТЕРАТУРА

- Кессел Х. Я. 1958. Новые данные о фауне субфоссильных и современных моллюсков Балтийского моря в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.
- Орвику К. К. 1960. Четвертичные (антропогенные) отложения. Геология СССР, т. XXVIII (в печати).
- Прощкина-Лавренко А. И. [редактор]. 1950. Диатомовый анализ. Книга 3. Госгеолиздат.
- Пярна К. К. 1960. О геологии Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
- Ряста Х. Я. 1957. Древнебереговые образования Балтийского моря в Эстонской ССР. Научные сообщения Института геологии и географии АН Литовской ССР, т. IV.
- Шмидт Ф. Б. 1877. Сообщение о распространении моря внутри Эстляндии и острова Эзеля в последлениковый период. Тр. С.-Петербур. о-ва естествоиспыт., т. VIII. Протоколы (заседание 9 окт. 1876 г.), стр. 1—2.
- Шмидт Ф. Б. 1887. Краткие обозрения результатов геологических экскурсий, произведенных летом 1887 г. в Эстляндской и Лифляндской губерниях. Изв. Геол. ком., т. IV.
- Шмидт Ф. Б. 1889. [Реферат о статье Г. Мунте о последлениковых отложениях о-ва Готланд.] Тр. С.-Петербур. о-ва естествоиспыт., т. XX. Протоколы (заседание 9 окт. 1888 г.).
- Hausen, H. 1913. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia 34. 3.
- Hessland, I. 1945. On the Quarternary Mya period in Europe. Arkiv zool., Bd. 37 A., Nr. 8, Stockholm.
- Jaanusson, J. 1944. Über die postglaziale Entwicklung der Insel Vormsi in Estland. Bull. de la Comm. géologique de Finlande, Nr. 132. Helsinki.
- Laasi, A. 1937. Pinnakate. Teoses: Laasi, A. ja Öpik, A. Läänemaa geoloogia. Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetised, nr. 51.
- Munthe, H. 1910. Studier öfvrer Gotlands senkvartära historia. Sver. geol. undersökn., Serie Ca, Nr. 4.
- Munthe, H. 1940. Om nordens, främst Baltikums, senkvartära utveckling och ständersbebyggelse. Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens handlingar. Tredje Serien, B. 19, Nr. 1. Stockholm.
- Munthe, H. 1955. Professor Sauramo's view on the Ancylus Lake. Geol. fören. i Stockholm förhandl., B. 72, H. 3, Stockholm.
- Orviku, K. 1935. Quartärgeologische Karte der Halbinsel Sörve (Saaremaa, Estland). Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetised, nr. 46.

- Ramsay, W. 1929. Niveauverschiebungen, Eisgestaute Seen und Rezession des Inland-eises in Estland. Fennia 52, 2.
- Salmi, M. 1945. Ein von der Litorina-Transgression überspültes Torflager in NE-Estland zwischen Narwa und Narwa-Jõesuu. Acta Geographica 9, nr. 4.
- Sauramo, M. 1954. Das Rätsel des Ancylussees. Geologische Rundschau, 42, H. 2.
- Sauramo, M. 1958. Die Geschichte der Ostsee. Suomalaisen Tiedeakatemia Toimituksia Annales, Geologica-Geographica 51.
- Schmidt, Fr., 1897. Excursion durch Estland, In: Guide des excursions du VII Congrès Géologique International. XII, p. 1—21, St.-Pétersb.
- Tammekann, A. 1926. Die Oberflächengestaltung des nordostestländischen Küstentafellandes. Acta Univ. Tartu, A. IX, Nr. 7.
- Tammekann, A. 1936. Kroodi. Eesti Loodus, IV, nr. 2.
- Thomson, P. W. 1929. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. Acta. Univ. Tartu., A XVII, Nr. 2.
- Thomson, P. W. 1933. Ein von Ancylus-Strandbildungen bedecktes Torflager bei Jelgimägi. Beitr. z. Kunde Estlands. Bd. XVIII, H. 3.
- Thomson, P. W. 1939. Tabellarische Übersicht über das Alluvium Estlands. Beitr. z. Kunde Estlands, Naturwissenschaftliche Reihe, Bd. 1, H. 1/2.

## BALTI MERE HOLOTSEENSETE RANNIKUMOODUSTISTE GEOLOGIAST EESTI NSV TERRITOORIUMIL

H. KESSEL

*Resümee*

Balti mere holotseensed rannikumoodustised on Eesti NSV-s laialt levinud, olles looduses eriti selgesti jälgitavad loode- ja läänerannikul ning Lääne-Eesti saartel (Hiiumaal, Saaremaal, Muhus ja Vormsil). Nimeatud aladel on võimalik eraldada vanu rannikumoodustisi 16 eri tasemel, mis on tekkinud Balti mere antsüüs-, litoriina- ja limneastaadiumisse kuuluvate erivanuseliste faaside vältel: Ancylus I—V, Littorina I, IIa, IIb—IV ja Limnaea I—IV.

Eraldatavate vanade rannikumoodustiste stratigraafiline liigestus põhineb peamiselt geomorfoloogilisel meetodil. Mitmete faaside rannikumoodustiste vanus on määratud subfossiilsete limuste esinemise põhjal.

Vanadest rannikumoodustistest kogutud limustefauna iseloomustab selgesti ökoloogiliste tingimuste (soolsuse ja temperatuuri) muutumist Balti mere basseinis holotseeni vältel. Antsüüsjärve mageveelised limused osutavad sellele, et antsüüsstaadiumil oli vesi Balti mere basseinis mage või nõrgalt soolane (kuni 3‰). Litoriinamere limustefauna, mis koosneb merelistest stenohaliinsetest ja eurühaliinsetest liikidest, võis omada optimaalseid elutingimusi 8—15‰ soolsusega merevees. Limnea-fauna koosneb eelnenud staadiumi eurühaliinsetest limustest, aga ka mageveelimustest. Selline limuste fauna kooseis näitab soolsuse vähenemist 5—8‰-ni. Tänapäevane limustefauna on merelistelt vormidelt suhteliselt rikkam Soome lahe rannikul ja Saaremaa ning Hiiumaa rannalähedases meres, kus soolsus on 6—7‰. Vastupidi, soolsuse vähenemisel alla 4‰, nagu Narva ja Pärnu lahes, ilmub suuremal hulgal mageveelimuseid.

Reas kohtades Eesti NSV-s on tähele pandud Balti mere transgressioonide ajal kuhjunud setete all lamavaid maismaa (järve- ja soo-)setteid. Mattunud organogeensed setted on väikese paksusega (enamasti alla 15 cm) ja neis on õietolmu suuremas osas hävinenud. Rikkalikumalt sisaldavad õietolmu vanade laguunide setted, näiteks Väänas. Kontinentaalsete organogeensete setteid, mis kuuluvad Antsüüsjärve transgressioonile eelnenud aega (VIII faasi), on leitud Kallaveres ja Jõelähtmes. Mat-



tunud setted Sindis, Rannametsal ja Tõrvalas, mis sisaldavaid laialehiste puude õietolmu (10—15%) ja veidi ka kuuse õietolmu, mis on kujunenud keskkoholotseeni esimesel poolel (VI ja V faasil).

Holotseensed mere- ja järvesetted esinevad meie alal peamiselt jämedateraliste klastiliste setetena, mis on settinud veekogude väga madalates rannalähedastes osades. Sügavamaveelisi setteid esineb vähestes kohtades. Rannalähedasi peeneteralisi liivu ja aleuriite esineb kitsaste vöötmetena piki vanu rannikuid. Nende settimissügavus oli arvatavasti vaid 2—15 meetrit. Liivade ja aleuriitide paksus ulatub Lääne-Eesti madalmeres kahe meetrini ning Põhja-Eesti ranniku kitsastes ja sügavates lahdedes 10—15 meetrini. Rannavallide setete paksus on tavaliselt 2 m, harvem ka 6—8 m, nagu Irus ja Kirblas. Üldiselt on rannikusetete levik väiksem samavanuselitest järve-(mere-)setetest. Järve- ja mereliivade mineraloogilises koostises domineerib kvarts, tumedaid mineraale jm. esineb vaid mõni protsent. Veeriste litoloogiline koostis rannikumoodustistes on suurel määral sõltuv vastavat rannikut moodustanud varasemate kivimite iseloomust. Näiteks on Põhja-Eesti aluspõhjaliste alade rannikusetteis rohkesti kohaliku päritoluga karbonaatseist kivimeist veeriseid, kuid Kuusalus, Kõpu poolsaarel ja Saaremaa keskkõrgustiku lääneosas on rannavalli veerised valdavalt tardkivimeist, mis on välja pestud seal esinevaist glatsifluviaalseist settest.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia  
Geoloogia Instituut*

## HOLOZÄNE KÜSTENBILDUNGEN DER OSTSEE AUF DEM TERRITORIUM DER ESTNISCHEN SSR

H. KESSEL

### *Zusammenfassung*

Holozäne Küstenbildungen der Ostsee sind auf dem Territorium der Estnischen SSR sehr verbreitet; am deutlichsten sind sie in dem nordwestlichen und westlichen Teil Estlands und auf den westlichen Inseln (Saaremaa, Hiiumaa, Muhu, Vormsi) zusehen. Es können dort Küstenbildungen auf 16 verschiedenen Niveaus beobachtet werden, die in Phasen von verschiedenem Alter des Ancyclus-, des Littorina- und des Limnaea-stadiums der Ostsee entstanden sind: Ancyclus I—IV, Littorina I, IIa, IIb—IV, Limnaea I—IV.

Die stratigraphische Eingliederung der alten Küstenbildungen wurde hauptsächlich auf Grund der geomorphologischen Methode durchgeführt. Die Grenzen zwischen den einzelnen Phasen sind nach dem Auftreten subfossiler Mollusken bestimmt.

Die Molluskenfauna der alten Küstenbildungen charakterisiert deutlich die Veränderungen der ökologischen Bedingungen (Salzgehalt und Temperatur) im Ostseebecken während des Holozäns. Die Süßwasser-Mollusken des Ancyclus-Sees weisen darauf hin, dass das Wasser der Ostsee im Ancyclusstadium süß oder nur schwach salzig (bis 3‰) war. Die Molluskenfauna des Littorina-Meeres, welche aus marinen steno- und euryhalinen Arten besteht, hatte optimalen Lebensbedingungen bei einem Salzgehalt des Meereswassers von 8—15‰. Die Limnaea-Fauna besteht aus euryhalinen Mollusken des vorhergegangenen Stadiums und aus Süß-

wasser-Mollusken, was auf eine Verminderung der Salzigkeit des Wassers bis 5—8‰ hinweist. Die heutige Molluskenfauna der Ostsee ist im strandnahen Wasser des Finnischen Meerbusens sowie bei Saaremaa und Hiiumaa, wo der Salzgehalt 6—7‰ beträgt, an marinen Formen relativ reicher. Beim Sinken des Salzgehaltes unter 4‰, wie es in den Buchten von Narva und Pärnu der Fall ist, erscheinen dagegen die Süßwasser-Mollusken in grosser Zahl.

An verschiedenen Stellen in der Estnischen SSR sind Seen- oder Sumpfablagerungen unter jüngeren, den Meeresstransgressionen der Ostsee geschuldeten Ablagerungen festgestellt worden. Diese begrabenen organogenen Ablagerungen sind von geringer Mächtigkeit (meist unter 20 cm) und die Pollen sind in ihnen zum grössten Teil vernichtet. Pollenreicher sind die Ablagerungen alter Lagunen, z. B. in Vääna. Kontinentale organogene Ablagerungen, welche während der Zeit vor den Transgressionen des Ancylus-Sees abgesetzt wurden (Phase VIII), finden sich in Kallavere und Jõelähtme. Begrabene Ablagerungen in Sindi, Rannametsa und Tõrvala enthalten Pollen breitblättriger Bäume (10—15%), in geringerer Zahl auch der Fichte; sie sind in der ersten Hälfte des Mittel-Holozäns entstanden (VI und V Phase).

Die holozänen Meeres- und Seenablagerungen sind in Estland hauptsächlich durch grobkörnige klastische Sedimente vertreten, die in sehr seichten strandnahen Teilen der Gewässer entstanden. Meeresablagerungen des tieferen Wassers treten verhältnismässig selten auf. Strandnahe Ablagerungen von feinkörnigem Sand und Aleurit verbreiten sich als schmale Streifen längs der alten Strandlinien. Ihre Ablagerungstiefe war wahrscheinlich nur 2—15 m. Die Mächtigkeit der Sande und Aleurite ist im westestnischen seichten Meere 2 Meter, in den engen und tiefen Buchten der Nordküste erreicht sie 10—15 Meter. Die Mächtigkeit der Strandwalledimente beträgt gewöhnlich 2 Meter, in seltenen Fällen auch 6—8 Meter, wie bei Iru und Kirbla. Man findet sie seltener als strandnahe Meeresablagerungen. In der mineralogischen Zusammensetzung der Meeres- und Seesande dominiert Quarz; schwere Minerale u. s. w. sind nur durch einige Prozente vertreten. Der lithologische Bestand des Gerölles ist durch die petrographisch-mineralogische Zusammensetzung des Ausgangsmaterials dieser Ablagerungen bedingt; so findet man z. B. im Bestande der Strandablagerungen des nordestnischen Plateaus Karbonatgesteine in Kuusalu, auf der Halbinsel Kõpu und auf dem mittleren Höhenrücken von Saaremaa hingegen besteht das Geröll hauptsächlich aus Eruptivgesteinen, die aus den dortigen glazifluvialen Ablagerungen ausgewaschen worden ist.