

Ep. 5.12

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA GEOLOOGIA INSTITUUDI UURIMUSED
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АКАДЕМИИ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

XII

МАТЕРИАЛЫ
ПО ГЕОЛОГИИ
ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА
И ГОЛОЦЕНА ЭСТОНИИ

ТАЛЛИН 1963 TALLINN

ГОЛОЦЕНОВЫЕ БЕРЕГОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЭСТОНИИ

Х. Я. КЕССЕЛ

В геологической литературе начала XX века содержатся лишь отрывочные сведения о древних береговых образованиях на побережье Пярнуского залива (Н. Hausen, 1913a, b). Первые более детальные данные об этом побережье приведены Х. Реммель в довольно подробном обзоре, посвященном береговым образованиям Анцилового озера и Литоринового моря в окрестности Хяэдемээсте.*

Изученное автором древнее побережье между Синди и Икла тянется в виде полосы длиной 70 км (рис. 1). Ширина этой полосы колеблется в пределах 0,5—20 км. Рельеф исследуемого побережья представляет собой пологую равнину с наклоном в сторону Пярнуского залива, на поверхности которой главным элементом являются цепи береговых образований Анцилового озера и более поздних морских водоемов. В строении равнины участвуют ледниковые и водно-ледниковые отложения и среднедевонские песчаники, переработанные волновой деятельностью голоценовых бассейнов Балтийского моря и эоловыми процессами. В настоящее время рассматриваемый район характеризуется наличием разновозрастных прибрежных и эоловых отложений, распространением обширных болот, образовавшихся из лагун древних водоемов. Особенно интересны здесь болотные и озерные осадки, погребенные под прибрежными отложениями Балтийского моря во время трансгрессивных фаз Литоринового моря и Анцилового озера. На побережье между Синди и Икла древние береговые линии находятся очень близко друг от друга и в конце концов пересекаются около Хяэдемээсте. На исследуемом побережье интенсивность неотектонического поднятия была меньше, чем в северо-западной части Эстонии, вследствие чего литоральные зоны освождались здесь из-под вод древних водоемов значительно медленнее.

Наиболее древние береговые образования между Синди и Икла находятся около Вабрику, в 6 км к востоку от береговой линии Анцилового озера. Эти береговые образования находятся здесь примерно на 5 м выше названной береговой линии. На побережье между Вабрику и Ориксилла встречаются низкие и пологие береговые валы на абс. отметке 17—19 м; дальше к юго-западу, вплоть до Паписилла, эта берего-

* H. Remmel. Näädemeeste ümbruse kvaternaargeoloogia, 1952. (Четвертичная геология окрестности Хяэдемээсте). Рукопись дипломной работы. Фонды кафедры геологии Тартуского государственного университета.

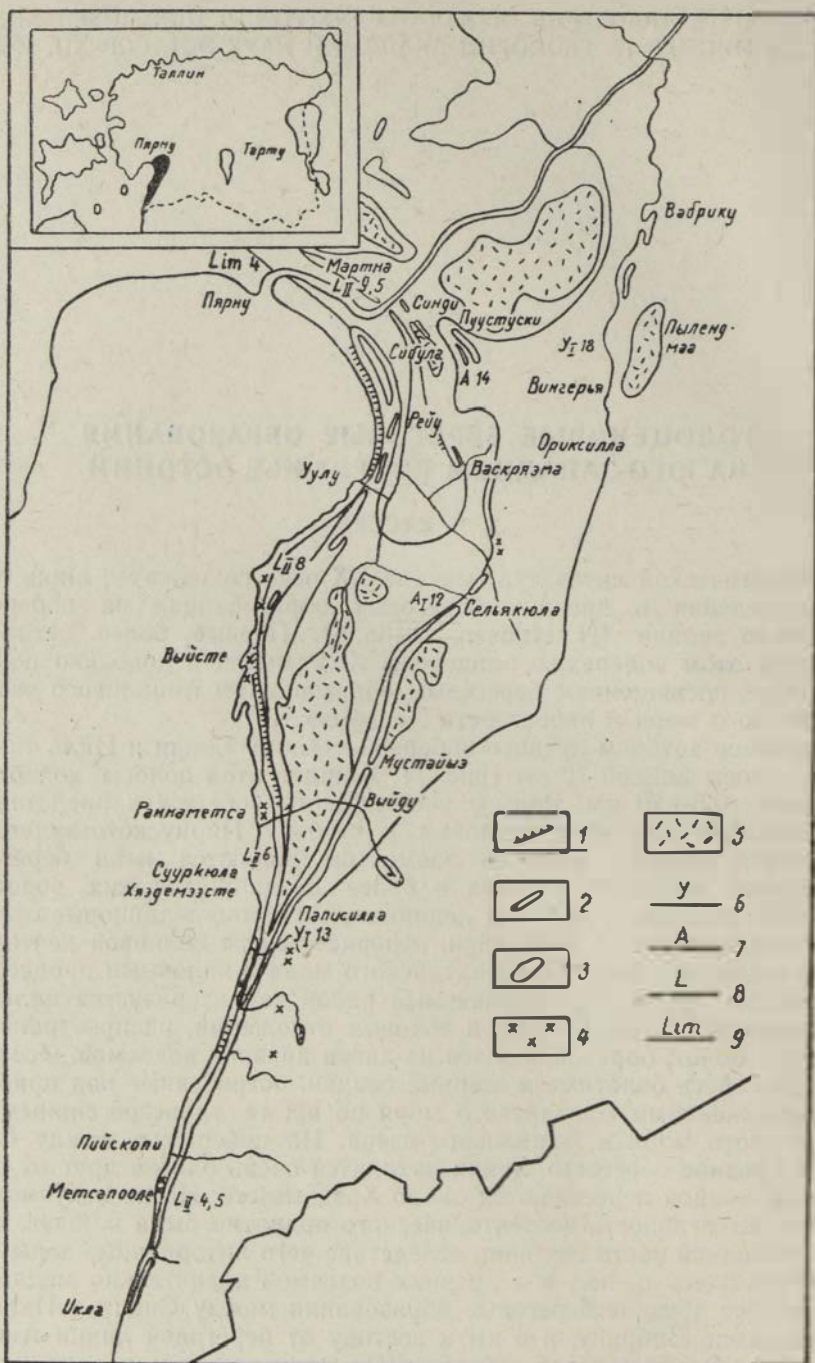


Рис. 1. Древние береговые линии на побережье между Синди и Икла и важнейшие из исследованных местонахождений.

1 — уступы; 2 — береговые валы и косы; 3 — береговые дюны; 4 — скопления эрратических валунов; 5 — верховые болота; 6 — береговая линия Иольдиевого моря; 7 — то же, Анцилового озера; 8 — то же, Литорниного моря; 9 — то же, Лямниного моря.

вая линия маркируется слабо выраженной абразионно-аккумулятивной террасой на абс. отметке 13—17 м. Упомянутая береговая линия проходит довольно близко от береговой линии Анцилового озера и пересекается с ней в окрестности Паписилла.

Верховое болото Мустраба у Пылендмаа ограничено с запада широким береговым валом. Нижние слои в разрезе этого болотного массива представлены сапропелем (грубодетритовой гиттией), содержащим зеленые водоросли (рис. 2). Мощность сапропеля в более глубоком разрезе — 30 см. По спорово-пыльцевому анализу, сапропель относится к IX—VII фазам развития лесов (по Посту и Нильсону). Под сапропелем залегают пески с примесью органического вещества и чистые пески мощностью 90 см. В верхней части песков установлена пыльца древесных пород в следующих количествах: *Picea* — 3%, *Pinus* — 61%, *Betula* — 34%, *Alnus* — 2% и *Salix* — 1%. В данном слое пыльца травянистых растений преобладает над пыльцой древесных пород. Найдены пыльца *Carex* (несколько видов), *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Umbelliferae*, *Artemisia vulgaris* и др. В изобилии встречаются также споры мхов, главным образом *Bryales*.

Образование осокового торфа в верховом болоте Мустраба охватывает промежуток времени от VI фазы до начала III фазы; в течение остального времени (фазы III—I) происходило образование сфагнового торфа. Максимальная мощность последнего на западной окраине болота достигает 5,5 м.

Наличие озерных отложений в пределах современного верхового болота Мустраба указывает на то, что здесь во время IX фазы существовало озеро. У нас нет данных о существовании связи между этим бывшим озером и открытым морем Балтийского бассейна. Солоноватоводные диатомовые водоросли в сапропеле данного болота совершенно отсутствуют. Однако местоположение этого озера и приблизительная абсолютная отметка его отложений по отношению к упомянутой выше береговой линии наводят на мысль, что озерный сапропель образовался здесь одновременно с береговым валом Пылендмаа. Основываясь на результатах спорово-пыльцевого анализа, этот береговой вал на абс. отметке 17—18 м, а следовательно, и цепь древних береговых образований между Вабрику и Паписилла можно увязать с максимальным уровнем Иольдиевого моря (см. рис. 12).

Ниже береговой линии Иольдиевого моря на побережье рассматриваемого района около Пиканымме и Пуустуски на абс. отметке 13—14 м прослеживаются береговой вал и слабо выраженные золотые формы Анцилового озера. В юго-западном направлении характер береговой линии меняется, и на расстоянии 5 км к югу от Сельякюла она в основном представлена валообразным аккумулятивным поясом прибрежных отложений. Этот аккумулятивный пояс длиной 15 км тянется в том же направлении до Хяэдемээсте и располагается на следующих абс. отметках: у Сельякюла — 12 м, у Мустайыэ — 10, у Выйду — 8 и у Хяэдемээсте — 8,5 м (см. рис. 12). На всем протяжении отдельные части аккумулятивного пояса прибрежных отложений одинаковы как по морфологии, так и по литологическому составу. Он представляет собой невысокий пологий вал с относительной высотой 2—3 м при ширине 50—200 м. Эти береговые образования, несмотря на очень пологую форму их, отчетливо выделяются на фоне равнинной заболоченной местности. Максимальная мощность прибрежных отложений аккумулятивного пояса достигает у Выйду 4 м. Сложены они песками и гравиями, главным образом с кристаллическими валунами. Гряды прибрежных дюн на рассматриваемой береговой линии окаймляются непре-

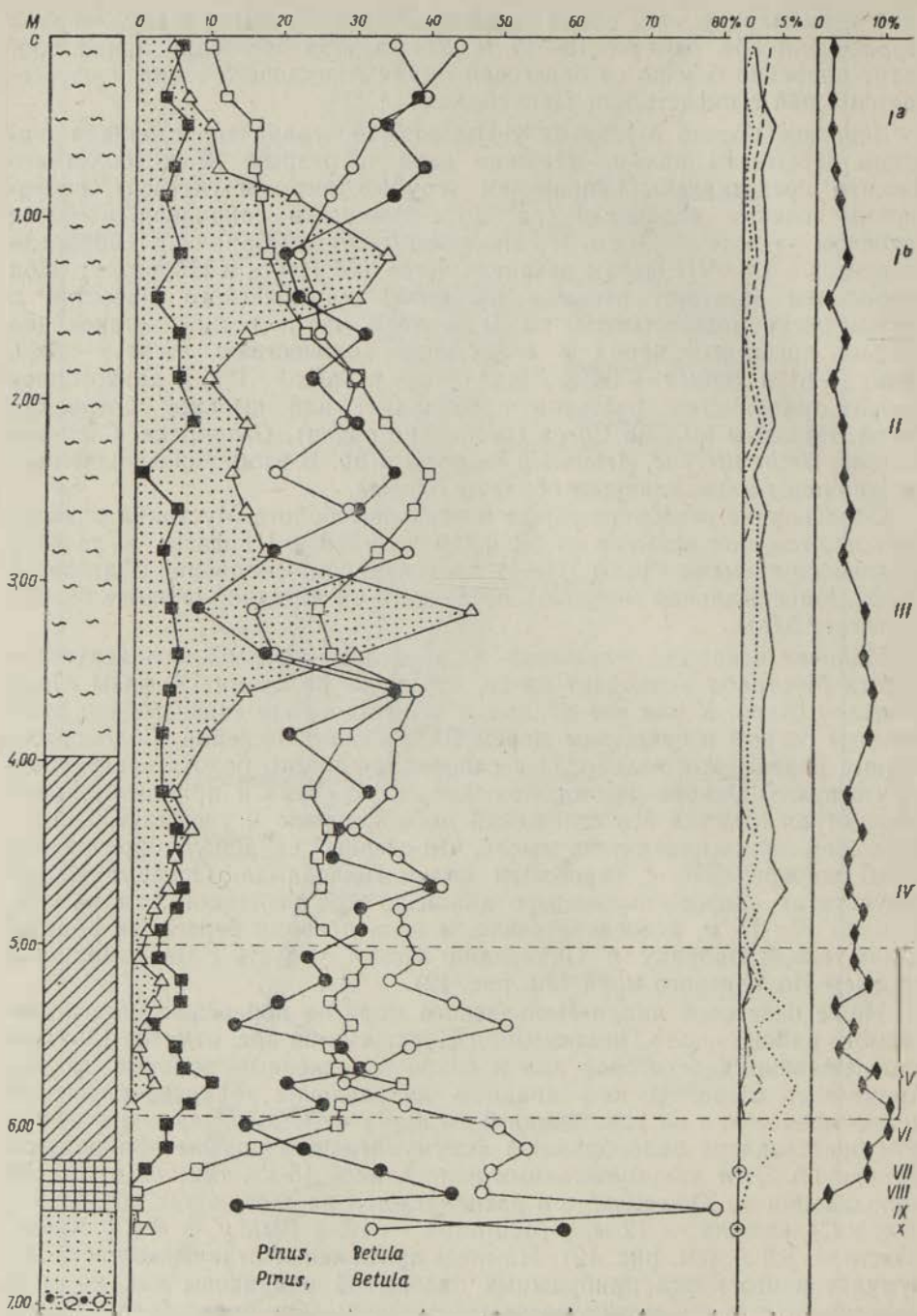


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза верхового болота Мустраба у Пыллендама.

Условные обозначения см. на рис. 3

ривным аккумулятивным поясом прибрежных отложений. Отдельные холмы этих дюн возвышаются у Выйду до 7 м и у Хяэдемээсте до 12 м, но в основном их высота достигает 5 м. Прибрежные дюны Анцилового

озера между Сельякюла и Хяэдемээсте являются типичными. Подветренный крутой склон этих дюн имеет углы наклона 28—30°, в то время как наветренный склон более пологий (10—20°) и часто нарушен ложбинами дефляции.

Двух ясно выраженных параллельных береговых линий трансгрессивного характера — Анцилового озера и Литоринового моря — между Хяэдемээсте и Икла не наблюдается. Здесь прослеживаются только сравнительно небольшие пояса береговых образований, расположенные очень близко друг от друга. Одно более ясное звено их на береговой линии Анцилового озера находится на расстоянии 20 км к югу от Хяэдемээсте, около Метсапооле. Валообразные береговые дюны, образованные слиянием разновозрастных гряд высотой в 3—5 м, располагаются здесь соответственно на абс. отметках 6 и 7 м (А и L; см. рис. 12). Еще дальше к югу, между Метсапооле и Икла, можно обнаружить только береговые образования Литоринового и Лимниевского морей. На этом участке побережья береговые образования Анцилового озера переработаны и погребены под прибрежными отложениями Литоринового моря. В качестве примера последнего явления можно указать на погребенные прибрежные отложения Анцилового озера вдоль берегов ручья Леммеоя около Пийскопи. Узкая долина Леммеоя прорезает аккумулятивный пояс прибрежных отложений Балтийского моря, который имеет здесь сравнительно небольшую ширину (200—500 м). Упомянутый аккумулятивный пояс прибрежных отложений выражен в виде береговых валов и дюн, постепенно понижающихся к современному морю. На валах аккумулятивного пояса наблюдаются большей частью лишь слабые следы переувлажнения. Часть этих валов следует рассматривать как аккумулятивные формы эоловой деятельности, часть — как береговые валы, образовавшиеся в результате волновой аккумулятивной деятельности на пологом песчаном берегу. В наблюдаемой местности наиболее древним береговым образованием являются валообразные дюны Анцилового озера. По данным нивелировки, около Пийскопи находится подветренное подножие этих дюн на абс. отметке 5 м, а наветренное подножие, частично также и соответствующий склон, погребены под прибрежными и эоловыми отложениями Литоринового моря. На восточном крае аккумулятивного пояса, около Пийскопи, эоловые пески Анцилового озера покрывают разновозрастный береговой гравий на абс. отметке 4 м.

Для установления возраста отложений Анцилового озера около Пийскопи большое значение имеют погребенные органогенные отложения под вышеназванным береговым гравием. Они состоят из древесно-тростникового торфа, возраст которого по спорово-пыльцевому анализу — VIII фаза (рис. 3). Рассматриваемые прибрежные и погребенные болотные отложения анцилового времени распространяются с перерывами до шоссе Таллин—Рига у моста Леммеоя, где погребенные органогенные отложения уже отсутствуют. В этом месте поверхность прибрежных отложений Анцилового озера находится еще на абс. отметке около 4 м. Здесь соответствующие отложения очень быстро выклиниваются в сторону моря. Для прибрежных отложений Анцилового озера характерны как кристаллические, так и карбонатные гальки. Эти отложения состоят в общем из более грубозернистого материала, чем вышележащие береговые отложения Литоринового моря на западном склоне того же самого аккумулятивного пояса. Последние отложения значительно более тонкозернистые и характеризуются тонкими прослойками тяжелых минералов. Подножия береговых валов и сливающихся с ними дюн Литоринового моря около Пийскопи находятся на абс. отметке 4—5 м, а наиболее высокий гребень дюн — на абс. отметке около

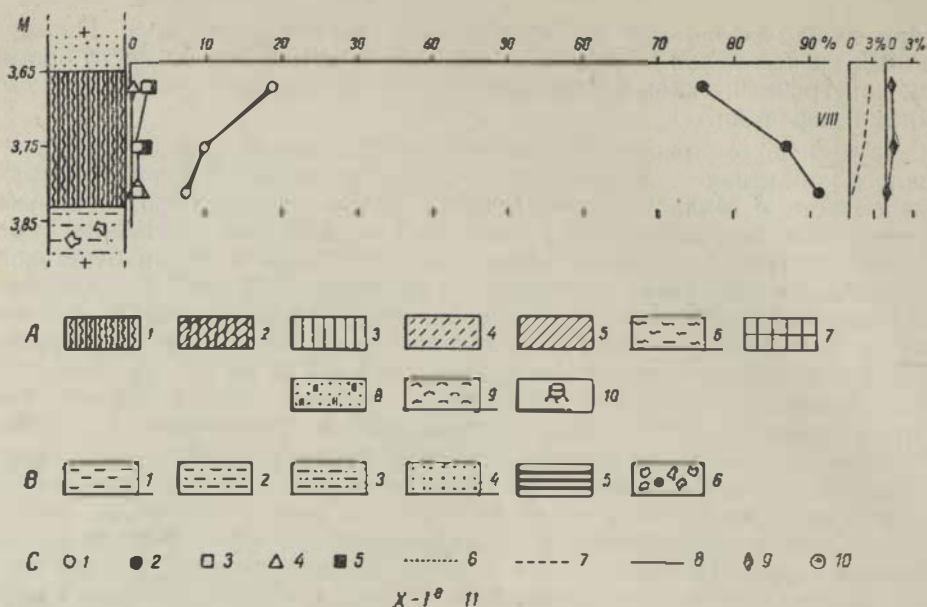


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма погребенных органогенных отложений Пийскопи на берегу Леммеоя.

Условные обозначения к рис. 2-11:

- А.** Виды торфа гипниного и верхового типа. 1 — древеснотростниковый; 2 — осоково-тростниковый; 3 — древесный; 4 — гипнивый; 5 — осоковый; 6 — сфагнивый; 7 — сапрпель; 8 — песок, обогащенный перегноем; 9 — солоноватоводные диатомы
В. Грунты. 1 — глина; 2 — суглинок; 3 — супесь; 4 — песок; 5 — ленточные глины; 6 — морена.
С. Пыльца древесных пород: 1 — березы; 2 — сосны; 3 — ольхи; 4 — ели; 5 — сумма пыльцы широколиственных пород (дуба + липы + вяза); 7 — липы; 8 — дуба; 9 — орешника; 10 — ивы; 11 — фазы развития лесов.

10 м. Эти береговые образования относятся к фазе L₁₁₋₁₁₁ (см. рис. 12).

Как в Пийскопи, так и в разрезах более северной части данного района (в Пуустуски, Мустайэ и Выйду) органогенные отложения, погребенные под отложениями Анцилового озера, образовались во время бореального максимума пыльцы сосны (VIII фаза). Второе место по количеству в спорово-пыльцевых спектрах соответствующих погребенных органогенных отложений в названных местонахождениях принадлежит пыльце березы; содержание пыльцы ольхи низкое (рис. 4А). Пыльца широколиственных пород почти отсутствует. Пыльцы ели в рассматриваемых разрезах содержится мало или она появляется лишь спорадически. Погребенные органогенные отложения в Пуустуски, Мустайэ и Выйду сохранились в виде очень тонких линзообразных залежей под прибрежными отложениями Анцилового озера. Хорошо сохранились соответствующие погребенные континентальные отложения в Пийскопи, где они имеют большую мощность и богатое содержание пыльцы. На трансгрессивный характер Анцилового озера в данном районе наиболее ясно указывают погребенные органогенные отложения, обнажающиеся на стенках Тимм-канала у Выйду. Верхняя часть этих погребенных отложений состоит из глинистого сапрпеля с прослойками гипнового торфа, нижняя часть — из сильно разложившегося древеснотростникового торфа. Такое чередование осадков погребенных отложений свидетельствует о том, что в рассматриваемом местонахождении сначала (во время максимума VIII фазы) господствовали условия на-

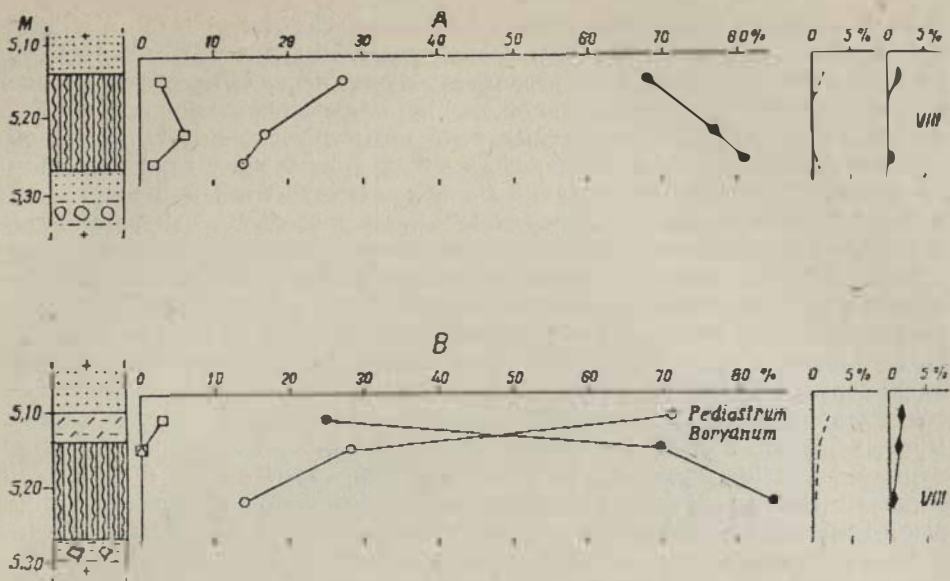


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза погребенных органогенных отложений Выиду на стенке Тимм-канала.

колпения торфа, после чего (в конце той же самой фазы) наступила трансгрессия Анцилового озера (рис. 4B).

Следует упомянуть, что прибрежные отложения Анцилового озера между Синди и Икла очень бедны фауной моллюсков. Известно только одно местонахождение фауны у Пуустуски. Это явление характерно для выровненного берега, который был здесь и в прошлом.

Рассмотрим основные береговые образования Литоринового и Лимниевского морей на исследуемом побережье.

Начиная с окрестности Синди на береговой линии Литоринового моря у Мартна прослеживаются береговые валы, а также прибрежные дюны, примыкающие со стороны моря к болоту Сибула и располагающиеся на абс. отметке 9,5 м. Вблизи Уулу береговая линия Литоринового моря имеет сложный контур; в остальных частях этого побережья она прямолинейная. Между Уулу и Рейу береговая линия во время Литоринового моря оконтуривала обширную лагуну и длинную косу. В пределах лагуны отлагались хорошо отсортированные мелко- и среднезернистые пески, а в полосе, примыкающей к галечно-песчаному валу у Васкрязма, — более грубый материал. Прибрежные отложения этой лагуны образовались на пологой наклонной равнине, сложенной водноледниковыми отложениями и частично мореной. Местами здесь встречаются и отдельные уступы, например к северо-западу от Васкрязма. Коса, расположенная между Уулу и современной рекой Рейу, сложена мелко- и среднезернистыми косослоистыми песками общей мощностью до 3 м. Абсолютная отметка поверхности песков косы, по данным нивелировки, проведенной вдоль канала Уулу, около 5 м. В этих песках наблюдаются единичные экземпляры субфосильных моллюсков, например створки *Cardium edule* L.; верхняя часть песков характеризуется содержанием небольших лепешек сильно разложившегося тростникового торфа. Возраст погребенных лепешек, по спорово-пыльцевому анализу, — V фаза, как на это указывает следующий состав пыльцы древесных пород: *Picea* — 3%, *Pinus* — 25%, *Betula* — 25%, *Alnus* — 35%,

Ulmus — 8%, *Tilia* — 2%, *Quercus* — 2% и *Corylus* — 17%. Наличие лепешек тростникового торфа в песках косы свидетельствует о том, что во время их образования в ближайших окрестностях Васкрэма происходило разрушение более древней залежи органогенных отложений. Эта погребенная залежь будет рассмотрена ниже. Можно полагать, что образование прибрежных песков, слагающих косу и вышележащие валообразные береговые образования на абс. отметке 8—9 м, происходит в фазе L_{II} (см. рис. 12). Поверхность косы сложена в основном береговыми валообразными дюнами и частично также береговыми валами. На тех участках, где коса примыкает к береговой линии Литоринового моря, она образует более обширный галечно-песчаный вал, подножие которого находится на абс. отметке 6—7 м (L_{IV}; см. рис. 12). Подстилающие косу отложения представлены горизонтальнослоистыми алевритами мощностью до 5 м. Абсолютная отметка верхней поверхности алевритов, по данным нивелировки, проведенной вдоль канала Уулу, — около 2 м. В алевритах отмечены скопления створок *Cardium edule* L., *Mytilus edulis* L., а также *Macoma baltica* (L.) и *Hydrobia ventrosa* (Möpl.). Эти алевриты представляют собой прибрежные донные отложения Литоринового моря, образовавшиеся во время фазы L_I.

В связи с тем, что береговые образования в Уулу более молодые, чем отложения L_{IV}, следует обратить внимание на небольшой абразонный уступ на абс. отметке 1,5 м. По возрасту он, вероятно, соответствует фазам L_{III-IV} (см. рис. 12). Вообще на протяжении большей своей части исследуемое побережье ограничено со стороны моря узкой равниной, на которой встречаются отдельные слабо выраженные береговые образования Лимнивого моря.

Коса Уулу переходит в южном направлении в хорошо выраженные береговые образования, которые прослеживаются непрерывно на протяжении 7 км, вплоть до Выйсте, где высота их подножия достигает 6—7 м. У Выйсте описываемая береговая линия L_{II} сливается с береговыми валообразными дюнами более позднего происхождения. Местами в серии валообразных дюн у Выйсте насчитывается до 38 разновозрастных валов. Подножия этих дюн находятся здесь на абс. отметке 8,5 м (см. рис. 12). По всей вероятности, это береговое образование представляет собой единую золово-морскую аккумулятивную форму, которая состояла вначале из целого ряда нешироких кос. Максимальная ширина серии дюн — 1 км; высота отдельных валов небольшая — 3—5 м.

В сторону моря от аккумулятивных береговых образований в Выйсте наблюдается абразонный уступ длиной 8 км, достигающий до Раннаметса. Абсолютная отметка этого уступа в Выйсте примерно 2,5 м (L_{III-IV}), относительная высота около 4 м (см. рис. 12). На абразионной равнине перед уступом располагаются скопления эрратических валунов на абс. отметке 1—1,5 м.

Серия прибрежных дюн близ Выйсте переходит в полосу дюн, которая на расстоянии нескольких километров от Раннаметса частично перекрыта грядами крупных параболических дюн. Здесь находятся и более высокие вершины их с народными названиями «Тыютусемяги» и «Каутсимяги». Относительная высота холмов этих дюн достигает максимум 23 м. Отдельные золовые гряды в серии валообразных дюн представлены рядом строго параллельных песчаных валов с крутизной склонов в пределах 10—20°. Эти золовые гряды гнутся параллельно древней береговой линии, и их можно легко отличить друг от друга. Можно полагать, что валообразные дюны являются береговыми валами и косами, в большей или меньшей степени перекрытыми золо-

выми песками Это заключение подтверждается также данными о внутреннем строении валообразных дюн в Выйсте и в других местах изучаемого района, особенно в южной части его, например около Пийскопи. Крупные прибрежные дюны около Раннаметса, независимо от их размеров и степени расчленения поверхности, в общих чертах аналогичны вышеназванным валообразным дюнам. Детали морфологии этих крупных дюн довольно сложные. Налгающие один на другой более высокие холмы и валы образуют эоловый аккумулятивный пояс с неправильно бугристой поверхностью. Наветренные склоны их имеют крутизну 5—10°, а подветренные — максимально 35°, например около моста Тимм-канала в Раннаметса. Остальные береговые образования около Раннаметса рассматриваются ниже при описании погребенных органогенных отложений.

От Раннаметса к югу и почти до Хяэдемээсте для береговой линии Литоринового моря характерны прибрежные валообразные дюны небольших размеров и отдельные береговые валы на разновозрастных уровнях. Между Сууркюла и Хяэдемээсте встречаются тянущиеся параллельно пологие береговые валы длиной до 2,5 км на абс. отметке 3,3 м (L_{III}) и 4—5,5 м (L_{III}) (см. рис. 12). В сторону моря от этих валов наблюдаются еще два береговых вала на абс. отметке 0,6—1,3 м, которые относятся уже к более поздним фазам Лимниевского моря (см. рис. 12). Рассматриваемая система береговых валов в целом состоит из однородных материалов, т. е. из мелко- и среднезернистых песков, состав которых очень близок к составу эоловых песков. Грубозернистые фракции в отложениях береговых валов здесь совершенно отсутствуют.

От Хяэдемээсте до Икла прослеживается узкий аккумулятивный пояс прибрежных и эоловых отложений литоринового и лимниевского возраста. Этот пояс длиной 40 км имеет вид береговых валов и эоловых накоплений. Стратиграфически наиболее четко выраженные участки береговых образований Литоринового моря вдоль названного пояса находятся, например, в Пийскопи, в Метсапооле и в Икла. Уровень L_{II-III} отмечен в Пийскопи береговыми валами на абс. отметке 4—5 м, уровень L_{IV} — береговыми дюнами на абс. отметке 3 м (см. рис. 12). В сторону моря от этих береговых дюн прослеживаются еще невысокие береговые дюны на абс. отметке 1—1,5 м. Они очень молодые и в настоящее время только частично закреплены сосновым лесом. В Метсапооле выделяются валообразные гряды прибрежных отложений на абс. отметке 3—5 м; по возрасту они относятся к фазам L и Lim. В более близкой к морю полосе, в пределах заплеска современных штормовых волн, находится небольшая лагуна. Наконец, следует обратить внимание на некоторые береговые образования к северу от Икла. Здесь вдоль шоссе Таллин—Рига береговая линия выражена преимущественно валообразными береговыми дюнами, под отложениями которых погребены гравелистые пески и гравий, мощностью 1,5 м. В сторону моря береговые дюны переходят в низкий уступ на абс. отметке 3—4 м (L_{II}—L_{IV}; см. рис. 12). Перед уступом, на расстоянии нескольких десятков метров от шоссе, находится более молодая береговая линия в виде песчано-галечного берегового вала на абс. отметке 2—3 м (см. рис. 12). Под отложениями берегового вала на глубине 1,5 м залегает сильно разложившийся торф мощностью 1—3 см. Исследование торфа под микроскопом показало, что он содержит главным образом различные неопределенные остатки растений и, кроме того, некоторые зеленые водоросли, а также остатки низших ракообразных и в небольшом количестве скелеты диатомовых водорослей. Полный видовой состав последних не выяснен, так как скелеты их очень хрупкие и фрагментные. Пока лишь можн●

указать на существование здесь следующих полупресноводных и пресноводных форм: *Cocconeis scutellum* Ehr., *C. scutellum* var. *parva* Grun., *C. placentula* Ehr. var. *euglypta* (Ehr.), *C. pediculus* Ehr., *Epithemia turgidata* (E.) Ktz. var. *Westermanii* (Ktz.) Grun. Спорово-пыльцевой анализ на основании одного образца торфа показывает следующий состав пыльцы древесных пород: *Picea* — 23,6%, *Pinus* — 48,8%, *Betula* — 7,6%, *Alnus* — 11,5%, *Ulmus* — 1,2%, *Tilia* — 4,4%, *Quercus* — 2,8% и *Corylus* — 2%. Можно полагать, что по возрасту торф относится к концу IV фазы развития лесов. Характер погребенной залежи и недостаточные результаты спорово-пыльцевого анализа о данной залежи не позволяют с уверенностью сказать, относятся вышележащие береговые отложения к фазе L_{IV} или Lim_I, но предварительно их относят к фазе L_{IV}. Как известно, во время IV фазы развития лесов сформировались береговые образования L_{IV}, например в Клоога на северо-западном побережье Эстонии (Thomson, 1929).

Установить возраст береговых образований Литоринового моря помогают погребенные органогенные отложения, залегающие под прибрежными отложениями в Синди, Васкряэма и Раннаметса.

В 1954 году с помощью скважин и по данным разрезов колодцев было обнаружено погребенное болото на левом и правом берегу р. Пярну около Синди. Соответствующие отложения в виде тростникового торфа и сапропеля распространяются на площади 2 км²; максимальную мощность (1,32 м) они имеют на левом берегу Пярну, недалеко от зданий Дома инвалидов (рис. 5, разрез 1). На указанной площади болото перекрыто прибрежными, частично золовыми отложениями, мощность которых колеблется в пределах 1—2,5 м. Под болотными отложениями залегают маломощный (0,60—1,00 м) прослой мелкозернистых песков прибрежных донных отложений, а за ними до уровня воды реки Пярну следуют ленточные глины видимой мощностью 3—4 м. Два года спустя в этом же обнажении, приблизительно на расстоянии 30 м от разреза по направлению к устью реки Рейу, на более низком уровне была обнаружена еще другая линзообразная залежь погребенных органогенных отложений мощностью 1,03 м (рис. 6, разрез 2). Она представлена в нижней части главным образом песками, обогащенными перегноем и в меньшей мере гипновым торфом. В верхней части данного разреза имеются органогенные отложения в виде тростникового торфа мощностью 48 см.

По данным спорово-пыльцевого анализа, возраст погребенного болота около Синди датируется VI и V фазами (рис. 5 и 6). В разрезе 2 верхняя часть слоев тростникового торфа размыва и поэтому более точно установить возраст трансгрессии Литоринового моря в окрестности Синди можно по спорово-пыльцевому анализу разреза 1. Размыв верхней части слоев органогенных отложений, погребенных под прибрежными отложениями Балтийского моря, наблюдается часто и в других соответствующих местонахождениях Эстонии. В части спорово-пыльцевой диаграммы, соответствующей второй половине V фазы, весьма характерно, по данным разреза 1954 года, падение кривой пыльцы ольхи и орешника, причем наряду с этим пыльца ели представлена непрерывной кривой, а кривая пыльцы широколиственных пород после максимума резко падает. Возраст погребенных отложений в нижней части разреза 2 датируется IX и VIII фазами (рис. 6); следовательно, они образовались здесь до трансгрессии Анцилового озера.

Верховое болото Сибула расположено примерно в 0,5 км к югу от погребенного болота Синди. В верхней части болота залегают сфагновый

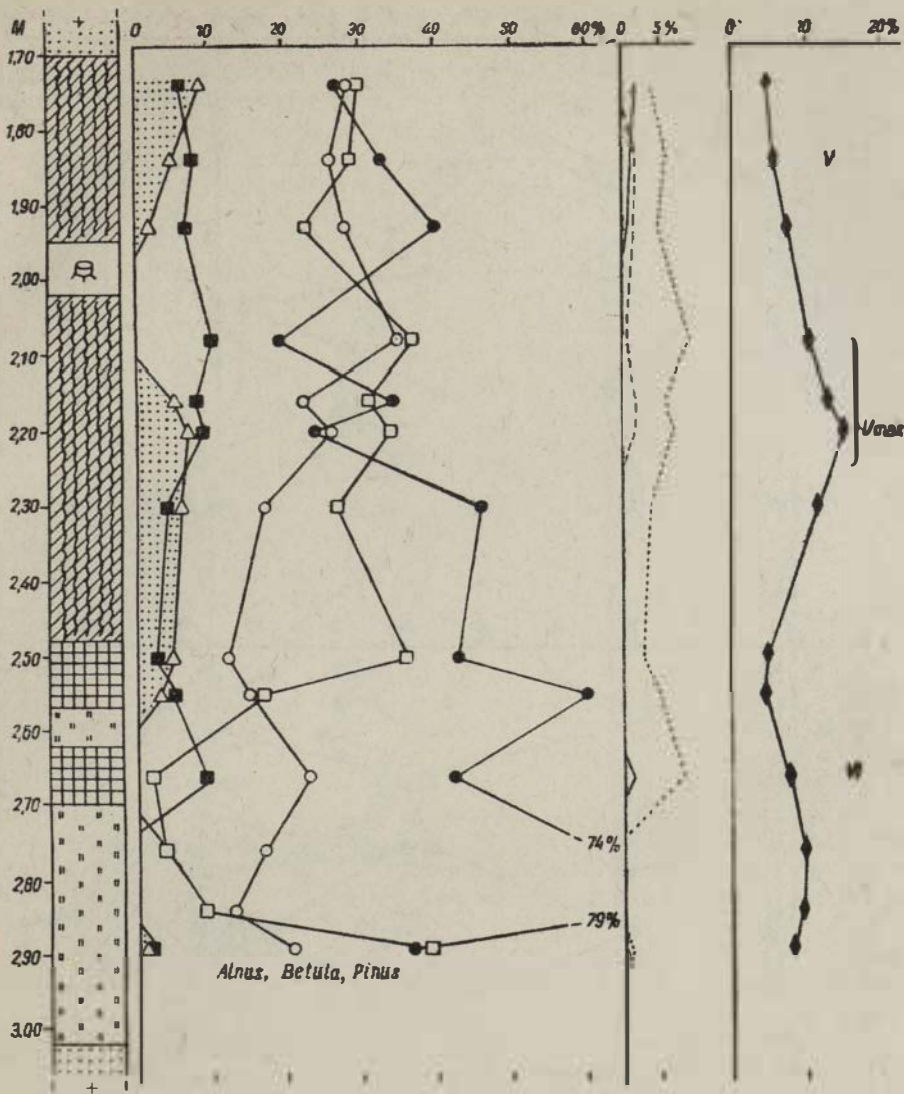


Рис. 5. Спорво-пыльцевая диаграмма разреза 1 погребенных органических отложений Синди (1954 г.).

торф, переходящий внизу в осоковый низинный торф. Общая мощность торфа примерно 4,5 м. Под торфом находится тонкий слой сапропеля мощностью 10 см. Разрез заканчивается разнозернистым песком, видимая мощность которого 0,5 м. Залегаящий на небольшой площади сапропель отложился здесь, согласно спорво-пыльцевой диаграмме, после максимума пыльцы широколиственных пород, перед концом V фазы (ср. рис. 7 и 2). На диаграмме разреза Сибула, на глубине 4,3 м, встречается еще в большом количестве пыльца представителей широколиственных пород, а также ольхи и орешника. Сравнение этого состава пыльцы древесных пород с составом пыльцы в V фазе по спорво-пыльцевой диаграмме разреза Пылендмаа показывает, что образование болота Сибула началось, по-видимому, после максимума пыльцы ши-

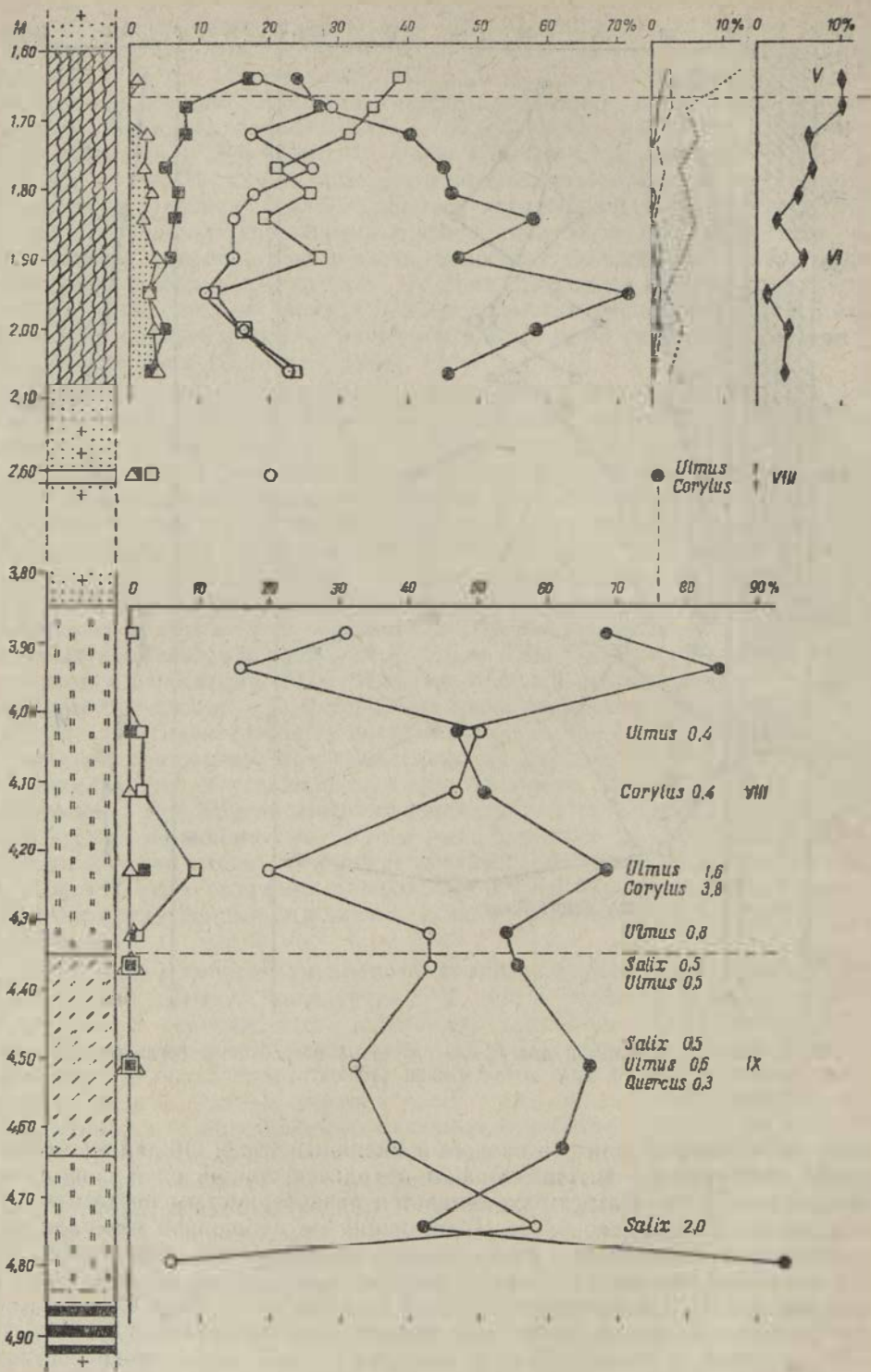


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 2 погребенных органогенных отложений Синди (1956 г.).

роколиственных пород. По спорово-пыльцевому анализу, в болоте Сибула низинный торф образовался во время IV и в середине III фазы, а отложение сфагнового торфа началось в III фазе и продолжается до настоящего времени.

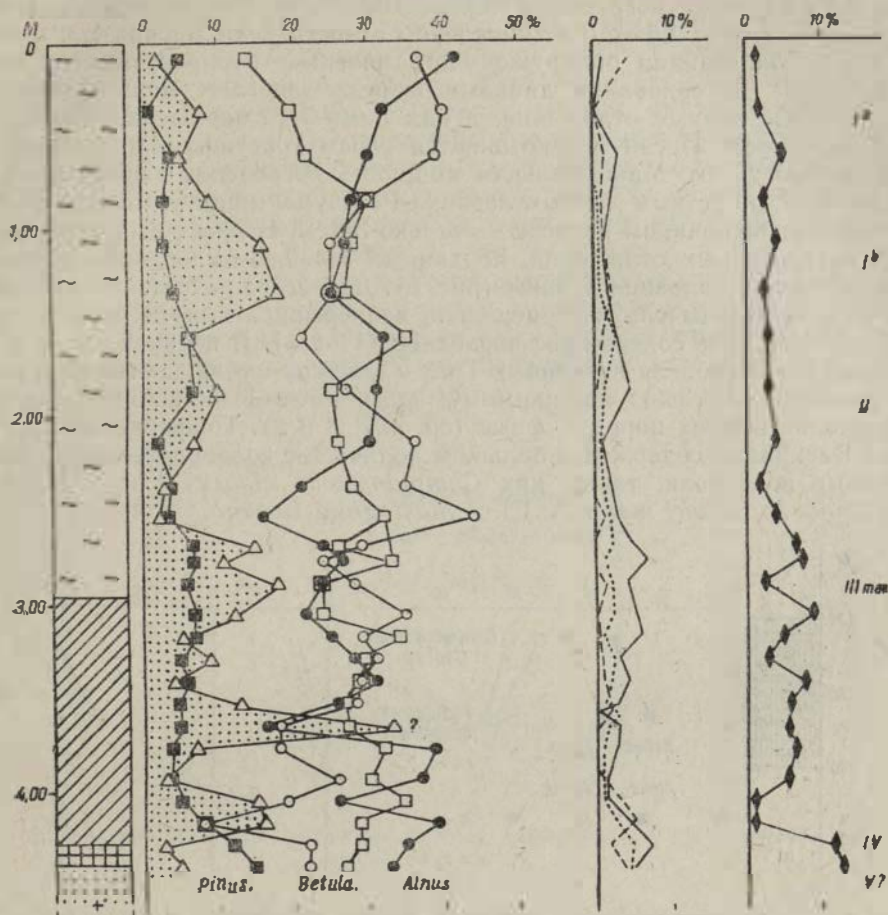


Рис. 7 Спорво-пыльцевая диаграмма разреза верхового болота Сибула.

Характер спорво-пыльцевой диаграммы разреза болота Сибула свидетельствует о том, что сапрпель на дне болота начал отлагаться во время трансгрессии L₁₇. Береговой вал, образовавшийся во время L₁₇ и позже перекрытый прибрежными дюнами, создал предпосылки для образования небольшого озера на побережье в пределах современного болота Сибула. Это озеро зарастало сравнительно быстро, и в начале IV фазы развития лесов здесь образовалось уже низинное болото. Разрез озерных и болотных отложений указывает на непрерывное развитие их в условиях суши. Никаких следов морской трансгрессии в данном разрезе не обнаружено. Диатомовые водоросли в сапрпеле Сибула совершенно отсутствуют.

Таким образом выяснилось, что озерные и болотные отложения Сида и Сибула — явно разновозрастные. По топографической карте и минеральное дно болота Сибула находится на уровне поверхности по-

гребенного болота Синди. Развитие погребенного болота Синди прекратилось в связи с трансгрессией L_{11b} , как уже указывалось выше, а болото Сибула начало развиваться во время этой трансгрессии.

Для определения возраста трансгрессии L_{11b} дополнительные сведения дает изучение погребенных органогенных отложений в Васкрязма. Здесь на глубине 1,5—2,0 м, недалеко от моста реки Васкрязма, около одноименной станции обнаружено ограниченное распространение этих отложений. В основании данного разреза залегают мелкозернистые прибрежные донные отложения, а над ними — слой песка, обогащенный перегноем. Пески перекрываются слоем тростникового сапропеля мощностью 20 см. Максимальная мощность погребенных органогенных отложений, по устным данным лесника Р. Лаура, приблизительно 80 см, в проанализированном разрезе — только 30 см. Возраст этих погребенных органогенных отложений, по данным спорово-пыльцевой диаграммы, — первая половина V зоны (рис. 8). Для всего разреза характерны максимум пыльцы ольхи и орешника, непрерывная кривая пыльцы ели и незначительное содержание последней (1—2%). В верхней части тростникового сапропеля на кривых *Tilia* и *Quercus* наблюдаются нерезкие выступы (около 3%); по-видимому, здесь имеются максимум пыльцы широколиственных пород V фазы (ср. рис. 8 и 2). Торфянистый сапропель Васкрязма содержит в большом количестве солоноватоводные диатомовые водоросли, такие, как *Campylodiscus clypeus* Ehr., *Amphora mexicana* A. S. var. *major* A. Cl. и *Mastogloia Braunii* Grun.

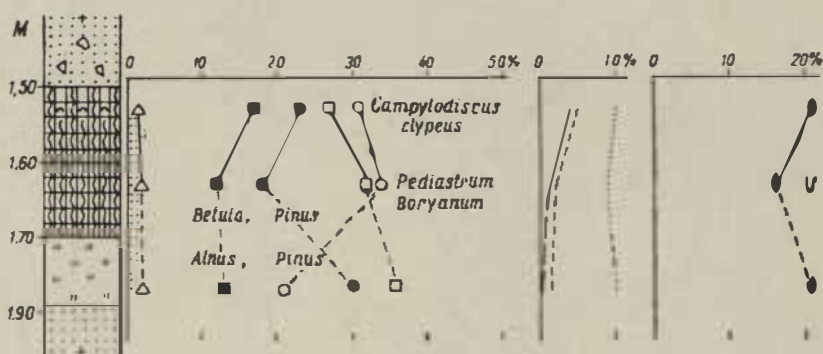


Рис. 8. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза погребенных органогенных отложений Васкрязма.

Погребенные органогенные отложения Васкрязма не позволяют установить характер геологических процессов, протекавших здесь во время VI фазы.

Торфянистый сапропель с диатомовыми водорослями в более верхней части разреза связан с морским водоемом, существовавшим здесь в V фазе. На основании характера погребенных органогенных отложений в Васкрязма можно предполагать, что торфянистый сапропель образовался в небольшой, заросшей тростником лагуне. Верхняя часть погребенных отложений, по-видимому, была разрушена абразией во время трансгрессии L_{11b} . Небольшие лепешки и более тонкие частицы разрушенных абразией органогенных отложений можно проследить в прибрежных отложениях L_{11b} вдоль стенок канала Узулу. Интересно отметить, что местонахождение погребенных органогенных отложений в Васкрязма находится примерно на расстоянии 4 км от канала Узулу. Наконец, трансгрессивные воды L_{11b} перекрыли органогенные слои в Васкрязма прибрежными отложениями в виде грубозернистых песков.

В 20 км к югу от местонахождения Васкрязма в 1952, * 1953, ** 1955, 1961 и 1962 годах по обнажениям вдоль стенок Тимм-канала и при помощи буровых скважин в верховом болоте Толкузе изучены погребенные органогенные отложения мощностью до 35 см. Отложения эти открыты прибрежными отложениями Литоринового моря в виде косослоистых песков и горизонтальных алевритов общей мощностью до 4,75 см. Ниже погребенных органогенных отложений залегает береговой гравий Анцилового озера мощностью 30 см. Еще ниже залегают ленточные глины мощностью примерно 1 м и серая морена, видимая мощность которой 0,50 м. Прибрежные отложения, погребенные органогенные отложения и береговой гравий быстро выклиниваются вдоль стенок Тимм-канала как в сторону моря, так и в направлении болота Толкузе. Образцы для спорово-пыльцевого анализа были взяты на левой и правой стенках Тимм-канала в Раннаметса (рис. 9, разрез 1 и рис. 10, разрез 2). В нижней части обоих разрезов органогенные отложения представлены древесно-тростниковым торфом и древесным торфом, в верхней части — глинистым сапропелем с прослойками гипсового торфа. Интересно отметить, что в нижней части разреза 2 находятся пень березы и мелкие куски древесных пород.

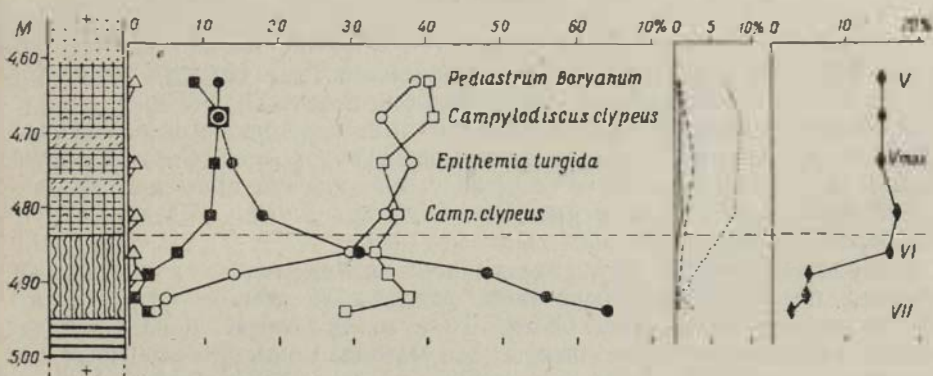


Рис. 9. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 1 погребенных органогенных отложений Раннаметса.

Из спорово-пыльцевой диаграммы разреза I выясняется, что возраст древесно-тростникового торфа — VII и частично VI фаза. Глинистый сапропель в этом же разрезе начал отлагаться еще в VI фазе и продолжал накапливаться в V фазе (диаграмма показывает максимум пыльцы широколиственных пород). Он отлагался, как на это указывает состав пыльцы в верхней части разреза 2, во второй половине V фазы. В более верхней части глинистого сапропеля кривые пыльцы ольхи и орешника имеют тенденцию к понижению после их максимума, падают также и кривые пыльцы *Ulmus* и *Tilia*.

Верхние слои органогенных отложений в обнажениях Тимм-канала сильно размывы, и лепешки их наблюдаются в вышележащих прибрежных донных отложениях на разных уровнях. По спорово-пыльцевым данным, возраст одной большой лепешки, находящейся на 1,5 м выше

* H. Remmel. Näädemeeste ümbruse kvaternaargeoloogia. 1952. Рукопись дипломной работы. Кафедра геологии Тартуского государственного университета.

** К. К. Орвику. Объяснительная записка к «Геологической карте четвертичных отложений Эстонской ССР». 1953. Рукопись. Фонды Института геологии АН ЭССР.

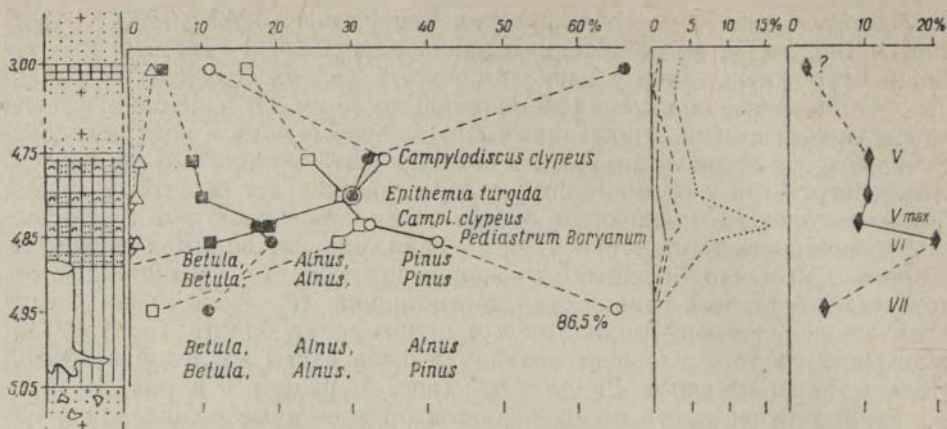


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза 2 погребенных органических отложений Раннаметса.

сапропеля, не совсем уверенно датируется V фазой, так как количество пыльцы *Corylus* в ней для этой фазы слишком мало. Но в то же время пыльца остальных древесных пород может относиться к V фазе.

В глинистом сапропеле разрезов Раннаметса встречаются единичные экземпляры солоноватоводных диатомовых водорослей *Campylodiscus clypeus* Ehr. и в большом количестве такие пресноводные диатомовые водоросли, как *Epithemia argus* Ktz., *Diploneis Smithii* (Breb) и *Navicula peregrina* (Ehr.) Ktz.

На расстоянии 275 м от рассмотренных разрезов, находящихся в пределах пояса высоких береговых дюн, вдоль стенок Тимм-канала изучены некоторые разрезы болота Толкузе. В разрезе, проанализированном с помощью спорово-пыльцевого метода, мощность сфагнового и осокового низинного торфа составляет соответственно 0,80 и 1,60 м. В подошве торфянистых отложений залегают диатомовые пески мощностью до 35 см. Ниже этих песков наблюдаются, по данным бурения, еще мелкозернистые пески видимой мощностью 1,5 м. Для них характерны очень тонкие прослойки органических материалов, происходящих из погребенных органических отложений Раннаметса.

По спорово-пыльцевому анализу, диатомовые пески соответствуют IV фазе, вышележащий низинный торф по времени торфообразования отвечает III и II фазам и сфагновый торф — I фазе развития лесов (рис. 11). Максимум IV фазы представлен очень высоким содержанием пыльцы дуба (21%). Начало образования диатомовых песков на основании имеющихся материалов установить невозможно, но конец его падает на конец IV и начало III фазы. Все проанализированные образцы диатомовых песков довольно богаты пыльцой.

В диатомовых песках отмечены главным образом пресноводные формы водорослей, такие, как *Navicula peregrina* (Ehr.) Ktz., *Gyrosigma attenuatum* (Ktz.) Rabh., *Coscinodiscus* sp., а также солоноватоводная диатомовая водоросль *Campylodiscus clypeus* Ehr.

В окрестностях Раннаметса в конце VII фазы и еще в VI фазе господствовали условия суши, о чем свидетельствует, например, наличие древесностростникового торфа; следовательно, здесь на берегу Ключейского моря местность была значительно заболоченной. Соответствующие отложения могут быть приняты и за отложения небольшого ло-

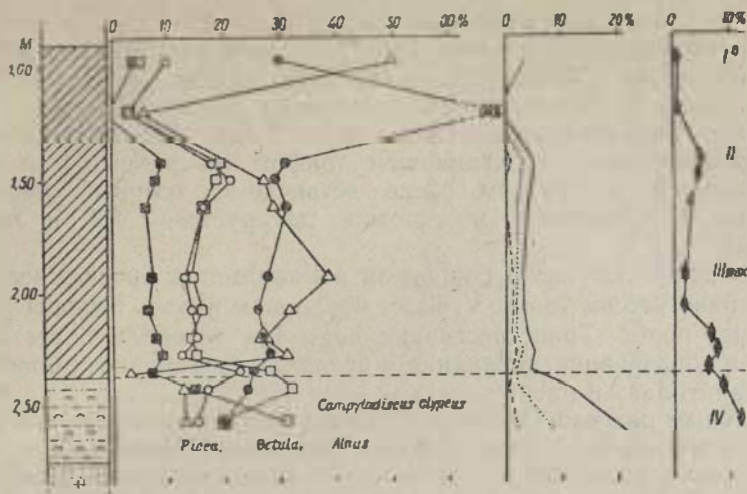


Рис. 11. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза верхнего болота Толкузе.

кального водоема, так как они распространяются на довольно большой площади, ширина которой 400 м, а длина неизвестна.

Из диаграммы разреза Раннаметса не выясняется время начала первой трансгрессии (L_1) на данном побережье, так как в VI фазе лагунные осадки, отложившиеся, по-видимому, в устье лагуны, образовались в виде очень тонких слоев в неспокойных условиях залегания. Глинистый сапропель с солоноватоводными диатомовыми водорослями на абс. отметке 1 м указывает на первое повышение уровня Литоринового моря; в это время в Раннаметса образовалась небольшая полупресноводная лагуна. Принимая во внимание состав пыльцы древесных пород на диаграмме разреза Раннаметса, можно полагать, что первое повышение уровня морских вод зафиксировано здесь глинистым сапропелем только лишь в начале V фазы.

Наиболее близкое от побережья между Синди и Икла местонахождение погребенных лагунных отложений имеется на полуострове Тыстамаа, в Колга, где чередование и характер болотных и лагунных отложений дают возможность определить время начала первой трансгрессии (L_1) в юго-западной части Эстонии. Из соответствующей диаграммы выясняется, что отложение лагунного сапропеля с солоноватоводными диатомовыми водорослями началось в VI фазе. Лагунные отложения Литоринового моря фазы L_1 находятся в Колга на абс. отметке 10 м. Они погребены под прибрежными и эоловыми отложениями, подножия которых располагаются на абс. отметке 12 м. Прибрежные отложения в виде гравия со створками солоноватоводных моллюсков образовались здесь на берегу Литоринового моря во время фазы L_{II} , наступившей после максимума пыльцы широколиственных пород.

На исследуемом побережье в окрестности Синди в VI и V фазах господствовали континентальные условия залегания, и соответственно этому в пределах болота Синди образовались болотные и озерные отложения на абс. отметке 6 м.

Согласно спорово-пыльцевой диаграмме, составленной автором, возраст лагунных отложений у Вяэна аналогичен возрасту этих отложений на диаграмме разреза Раннаметса. В обоих местонахождениях лагунные отложения являются одновозрастными, за исключением нижней части,

которая по указанным выше причинам в пыльцевой диаграмме Раннаметса не выражена. На диаграмме разреза Вязна первое появление солоноватоводных диатомовых водорослей связано с VI фазой, а во время максимума пыльцы широколиственных пород, в V фазе, в лагуне развивалась обильная диатомовая флора. Разрез лагунных отложений Вязна заканчивается тростниковым торфом на рубеже V и IV фаз. Под лагунным сапропелем здесь встречается озерный мергель со створками пресноводных моллюсков, датируемый VII и частично VI фазой.

Образование лагунного сапропеля в Раннаметса прослеживается до начала трансгрессии L_{1b} в V фазе, после максимума пыльцы широколиственных пород. Трансгрессивные воды L_{1b} затопили более древние береговые образования, и впадина в пределах современного болота Толкузе превратилась в лагуну.

По данным разрезов Толкузе в Раннаметса можно предполагать, что во второй половине V фазы условия для аккумуляции осадков были здесь беспокойными, так как штормовые волны свободно доходили через пролив в Раннаметса до лагуны Толкузе. В то же время верхние слои погребенных органогенных отложений были частично уничтожены абразией. Образование алевритов, перекрывающих глинистый сапропель, отлагавшийся в солоноватоводном бассейне, связано с фазой L_{1b}. Они представлены в нижних горизонтах разреза Раннаметса горизонтальными прибрежными донными отложениями, поверхность которых находится сейчас на абс. отметке 3,5 м. В верхней части этих отложений на плоскостях напластования видны следы волновой ряби. В это время в пределах современного болота Толкузе стали отлагаться диатомовые пески, но распространение соответствующей флоры по указанным причинам было в то время незначительным. Однако для окончательного решения вопроса о возрасте диатомовых песков имеющиеся данные недостаточны. На прибрежных донных отложениях в разрезах Раннаметса залегают косослоистые прибрежные пески мощностью до 2,5 м. Характер их указывает, что уровень морской воды уже начал здесь понижаться в связи с затуханием трансгрессии L_{1b}. Поверхность этих прибрежных отложений находится на абс. отметке 6 м, глубина бассейна в данном месте могла быть максимально 2 м. В то время пролив Раннаметса был более узким, и в лагуне Толкузе отлагались мелкозернистые пески с богатой диатомовой флорой. Границы распространения лагунных отложений южнее и севернее современного болота Толкузе, по имеющимся данным, неизвестны. По аналогии с другими местами лагунные отложения имеют и здесь меньшие ареалы, чем болотные. Интенсивному развитию этого болота способствовали морфологические особенности побережья — пологий наклон в сторону моря и наличие прибрежных дюн и валов, препятствующих стоку поверхностных вод.

В течение более поздних фаз уровень Литоринового моря на рассматриваемом побережье постепенно понижался; следы регрессии наблюдаются здесь в виде уступа на абс. отметке 4,2 м (возраст — L_{1v}), с подножием которого сливается узкий береговой вал на абс. отметке 2,8 м (возраст — L_{1vi-ii}; см. рис. 12).

Резюмируя все вышеизложенное, можно сказать, что фактический материал, накопленный к настоящему времени о побережье между Синди и Икла, показывает, что трансгрессия Литоринового моря происходила в виде двух разновозрастных волн. В ряде местонахождений погребенных органогенных отложений здесь был установлен максимальный уровень Литоринового моря, относящийся к фазе L_{1b}. В названной фазе на рассматриваемом побережье происходила более поздняя транс-

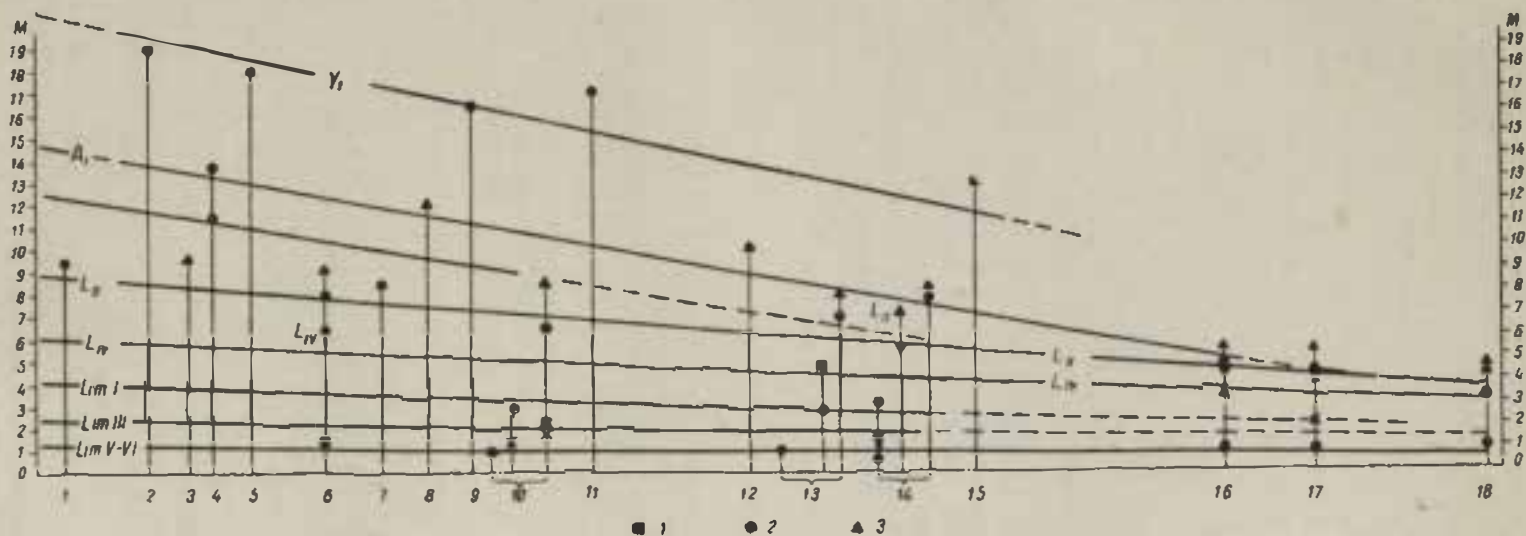


Рис. 12. Спектр эпейрогенического поднятия береговых образований Балтийского моря на побережье между Синди и Икла.
 Местонахождения древних береговых образований. 1 — Мартина; 2 — Вабрику; 3 — Сябула; 4 — Пуустуски; 5 — Пылендмаа; 6 — Уулу; 7 — Васкряэма; 8 — Сельякюла; 9 — Виигерья; 10 — Вылсте; 11 — Ориксилла; 12 — Мустайвэ; 13 — Рангаметсв. 14 — Хяэдэмээсте; 15 — Паписилла; 16 — Пийскопи; 17 — Метслооле; 18 — Икла.
 Условные знаки: 1 — уступы; 2 — береговые валы и косы; 3 — береговые дюны Y — уровни Иольдиевого моря; A — уровни Анцилового озера; L — уровни Литоринового моря; L_{im} — уровни Лининиевого моря.

грессия во второй половине V фазы, после максимума пыльцы широколиственных пород. В разрезах Раннамetsa здесь маркируется лагунными отложениями (VI фаза развития лесов) и более ранняя трансгрессия (L₁).

Следует полагать, что дальнейшие исследования погребенных органических отложений помогут уточнить этот вопрос и для других районов территории Эстонии.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

ЛИТЕРАТУРА

- Hausen, H. 1913a. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia 34, Nr. 2.
Hausen, H. 1913b. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia 34, Nr. 3.
Thompson, P. W. 1929. Die regionale Entwicklungsgeschichte der Wälder Estlands. Acta Univ. Tartu, A XVII, Nr. 2.

HOLOTSEENSED RANNAOODUSTISED EDELA-EESTI RANNIKUL

H. KESSEL

Resüme

Artiklis käsitletakse vana rannikut Sindi ja Ikla vahelisel alal Edela-Eestis, mida senini on veel vähe uuritud.

Käsitletav ala hõlmab 70 km pikkuse ja maksimaalselt 20 km laiuse rannikutasandiku, mida iseloomustab vanade rannasetete laialdane levik, suurte laguunide, kõrgete rannikuluidete ja teiste huvitavate rannamoodustiste, eriti aga mattunud orgaaniliste setete esinemine (joon. 1).

Sindi ja Ikla vahelisel rannikul esines pikemat aega — holotseeni algusest tänapäevani — meresetete silmapaistev akumulatsioon. Kõnesoleval alal toimus tunduvalt väiksem neotektooniline kerkimine kui Loode-Eestis, mille tagajärjel ka litoraalse vöötme vabanemine Balti mere vee alt oli siin aeglasem.

Sindi ja Ikla vahelise ranniku kõige vanemad rannamoodustised leivad Vabriku—Oriksilla—Papisilla joonel 13—19 m absoluutsel kõrgusel. Need jäävad tõenäoliselt Joldiamere maksimaalse kõrgusega rannajoonele (Y₁) (joon. 1 ja 12). Nimetatud rannajoonest madalamal paiknevad Antsiilusjärve transgressiivsed rannamoodustised (A₁) Puustuski—Võidu—Häädemeeste joonel 8—14 m absoluutsel kõrgusel (joon. 1 ja 12). Kolmanda selge rannamoodustiste ahelana esinevad siin Litoriinamere traisgressiivsed rannamoodustised (L_{11b}) Sindi—Rannametsa—Häädemeeste—Piiskopi—Ikla joonel 4—9 m absoluutsel kõrgusel (joon. 1 ja 12). Viimastest veel nooremaid, Limneamere regressiivseid rannamoodustisi (Lim_{1-v1}) leidub uuritud alal võrdlemisi vähe (joon. 1 ja 12).

Vana rannikupiirkond Sindi ja Ikla vahel kujutab endast idast läände järkjärgult madalduvat holotseense vanusega rannikuterrassi, mille eraldavad erivanusteks osadeks eespool märgitud rannajooned. Need vanad rannajooned asetsevad uuritud alal üksteisele väga lähedal. Ala lõuna-

osas, Häädemeeste ümbruses, ühinevad Jõediamere ja Antsülusjärve rannajoon Litoriinamere rannajoonega.

Käesolevas artiklis käsitletakse peamiselt Litoriinamere rannamoodustisi, kuna nende levik uuritud alal on valdav ja iseloom mitmekesine. Mattunud orgaanilistest setetest on siin tähelepanuväärsem 2 km² suurune Sindi soomassiiv.

Holotseensete rannasetete vanus Sindi ja Ikla vahel on kindlaks tehtud vanade laguunisetete, soosetete ja mattunud orgaaniliste setete paleonoloogilise analüüsi põhjal (joon. 2—11).

Geoloogiline materjal, mis on käesoleva ajani Sindi ja Ikla vahelise ranniku kohta kogunenud, näitab, et uuritud alal esines Balti mere kolm transgressiooni (faasidel A₁, L₁ ja L_{1b}). Borealse (VIII faasi) vanusega orgaaniliste setete kujunemine uuritud alal, näiteks Võidu mattunud orgaaniliste setete leiukohas (joon. 4, B), katkes Balti mere transgressiooni kõrgseisul VIII faasi lõpul, millal orgaanilised setted mattusid mitmes kohas Antsülusjärve rannavalli setete alla. Atlantilisel ajal esines kõnesoleval rannikul kaks erivanust Litoriinamere transgressiooni. Mattunud orgaaniliste setete ja vanade laguunisetete õietolmu- ja diatomeeanalüüsist on selgunud, et Litoriinamere maksimaalse kõrgusega tase kuulub siin E_{1b} faasi, mille kujundas pärast laialehiste metsapuude maksimumi V faasil esinenud transgressioon (joon. 5 ja 10). Rannametsa mattunud orgaaniliste setete läbilõikes on tähistatud ka Litoriinamere varajasem transgressioon (L₁) laguunisetetega, mis settisid VI faasil (joon. 9 ja 10). Uuritud alal on säilinud veel IV faasi vanusega mattunud orgaanilisi setteid. Need esinevad näiteks Litoriinamere IV faasi rannavalli setete all Iklas.

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

HOLOCENE COASTAL FORMATIONS ON THE COAST OF SOUTHWEST ESTONIA

H. KESSEL

Summary

The article deals with the ancient coast along the stretch between Sindi and Ikla in Southwest Estonia, which hitherto has been studied but inconsiderably.

The discussed area covers a coastal plain of 75 km in length and at the utmost of 20 km in width, which is characterized by a wide distribution of ancient coastal deposits, large lagoons, high dunes and other coastal formations, and in particular by the occurrence of buried organic sediments (fig. 1).

For a long time, beginning from the outset of the Holocene up to the present, a considerable accumulation of coastal sediments has taken place on the area between Sindi and Ikla. The area discussed was considerably less affected by neotectonical uplifts of the earth's crust than Northwest Estonia, and as a result here the littoral zone was freed of the water of the Baltic Sea at a slower rate than in Northwest Estonia.

The oldest coastal formations along the stretch of the area between Sindi and Ikla are distributed along the line Vabriku—Oriksilla—Papi-

silla at an absolute height of 13—19 m. They probably belong to the Yoldia Sea shoreline of maximum height (Y₁) (figs. 1 and 12).

Somewhat below the above-mentioned shoreline are the transgressive coastal formations (A₁) of the Ancylus Lake, on the Puustuski—Võidu—Häädemeeste line, at an absolute height of 8—14 m (figs. 1 and 12).

As a third clear chain of coastal formations here occur the transgressive coastal formations (L_{11b}) of the Littorina Sea, on the line of Sindi—Rannametsa—Häädemeeste—Piiskopi—Ikla, at an absolute height of 4—9 m (figs. 1 and 12).

In the discussed district there occur but few still younger regressive coastal formations (Lim_{1-v1}) of the Limnea Sea (figs. 1 and 12).

The old coastal district between Sindi and Ikla is a Holocene coastal terrace descending gradually from the east to the west, which is divided into parts of different age by the above-mentioned shorelines. In the district studied, these ancient shorelines lie very close to each other, and in the southern part of the district, in the surroundings of Häädemeeste, the shorelines of the Ancylus Lake join those of the Littorina Sea. In the present article mainly the coastal formations of the Littorina Sea have been dealt with, owing to their predominant distribution and varied nature in the district investigated of the organic deposits buried here the most interesting one is the bog of Sindi, covering an area of 2 square km.

The age of the Holocene coastal formations between Sindi and Ikla has been stated by the palynological method, on the basis of an analysis of the ancient lagoon deposits, bog deposits and buried organic deposits (figs. 2—11).

The geological material hitherto assembled on the area lying between Sea and Ikla shows that during the development of the Baltic Sea there occurred three transgressions (A₁, L₁ and L_{11b}) in the district. The development of organic sediments of Boreal age of the VIII phase, e. g. of the organic sediments at Võidu (fig. 4 B) was interrupted by the culmination of the transgression of the Baltic Sea at the end of the VIII phase, during which part of the organic deposits were buried under the coastal wall of the Ancylus Lake.

At the Atlantic time, the transgression of the Littorina Sea in this district took place in two waves of a different age. It has been stated, on the basis of the pollen and diatomous analyses of buried organic and ancient lagoon sediments, that the maximum level of the Littorina Sea belongs here to the L_{11b} phase, when the transgression occurred after the maximum of the broad-leaved forests in the V phase (figs. 5 and 10). The profile of the organic deposits of the Rannametsa also shows an earlier transgression (L₁) of the Littorina Sea, reflected in lagoon sediments deposited in the VI phase (figs. 9 and 10). In the district investigated there also occur some buried organic sediments belonging to the IV phase. They are distributed under the Littorina Sea coastal sediments of the IV phase, in Ikla.