

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

ГЕОХРОНОЛОГИЯ ЛЕНТОЧНЫХ ГЛИН СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЭСТОНИИ

Э. Э. РЯХНИ

Ленточные глины широко распространены на территории Эстонии, особенно в ее низинной части. Геохронологически они до сих пор почти не изучались, так как из-за равнинности рельефа обнажения ленточных глин в Эстонии почти отсутствуют, а в имеющихся немногих обнажениях на поверхность выходит лишь верхняя часть толщ глин. Залежи ленточных глин располагаются в своей основной части ниже уровня грунтовых вод и прослеживаются только бурением.

О ленточных глинах Эстонии упоминает в своих работах уже Х. Хаузен (Hausep, 1913a, b). Сведения о них содержатся и в ряде работ, посвященных четвертичным отложениям. В большинстве этих работ приводятся данные о распространении ленточных глин (Orgviku, 1935; Orik, Laasi, 1937 и др.) или дается их характеристика как полезных ископаемых (Luha, 1946). Геохронологически ленточные глины Эстонии изучались впервые известным финским исследователем М. Саурамо (Saunamo, 1925). Он подразделяет их на две фации. М. Саурамо считает, что ленточные отложения в окрестностях Локса и Кярла и верхняя часть разреза этих глин в Пярну образовались в Балтийском приледниковом озере. Глины эти имеют такую же текстуру, как и глины Южной Финляндии, отложившиеся во время первой стадии Сальпаусселькя. Вторую фацию, по М. Саурамо, образуют ленточные глины Северо-Восточной Эстонии, наиболее полно представленные в окрестностях р. Нарвы. Для этих глин характерны сравнительно мощные (1—3 см) годовые слои, в которых ясно выступают темно-красные или фиолетовые зимние слои из жирной глины. М. Саурамо сопоставляет профили Кулгу и Уусна в окрестностях р. Нарвы с профилем Пярну. Из-за небольшого числа и малых размеров изученных разрезов М. Саурамо не делает выводов относительно отступления ледника и развития приледниковых озер.

Приступая к характеристике ленточных глин Северо-Восточной Эстонии, необходимо отметить, что хотя здесь находятся только небольшие единичные обнажения этих глин, однако фактически ленточные глины имеют сравнительно широкое распространение (рис. 1). В Северо-Восточной Эстонии они большей частью покрыты озерно-ледниковыми песками мощностью 2—5 м и залегают на серой морене. Для получения полного разреза всей толщи ленточных глин был использован соответствующий бур, сконструированный автором. Этот бур позволяет получать керн ленточных глин с ненарушенной текстурой.

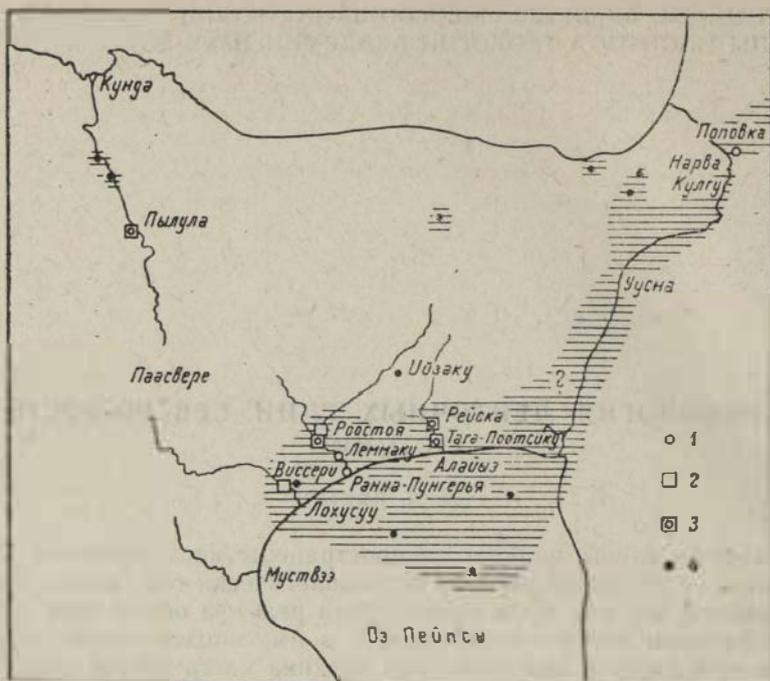


Рис. 1. Схема распространения ленточных глин в Северо-Восточной Эстонии. Заштрихована площадь распространения ленточных глин. 1 — скважина; 2 — обнажение; 3 — скважина и обнажение; 4 — зондирующее бурение.

Ленточные глины Северо-Восточной Эстонии изучены в местонахождениях Пылула, Поповка, Роостоя, в каждом по трем разрезам, по которым составлены сводные диаграммы ленточных глин (см. рис. 6).

Местонахождение ленточных глин в Пылула расположено на левом склоне древней долины р. Кунда (абс. высота 62 м). Мощностью их здесь 7,3 м. Верхняя часть профиля (4 м) изучалась в стенке карьера, нижняя часть — по керну. Толща ленточных глин была пройдена вплоть до низелегающей морены. Годичные ленты глин в Пылула сравнительно хорошо различаются друг от друга; здесь установлено всего 211 годичных лент, которые можно сгруппировать в пять следующих пачек (снизу вверх):

а) Годичные ленты 1—56. Летние слои серые до синевато-серых, зимние — темно-серые. Мощность летних слоев 2—4 см, в одном случае — 12 см (17-й годичный слой). Летние слои состоят из отчетливо слоистого материала; местами наблюдается ритмичная слоистость. Зимние слои мощностью 0,5—1,0 см состоят из жирной глины.

б) Годичные ленты 57—74. Летние слои серые, зимние — темно-серые с фиолетовым оттенком. Слои хорошо различимы и имеют постоянную мощность, которая у зимних слоев составляет 0,6—1,0 см, у летних — 1,0—1,5 см.

в) Годичные ленты 75—118. Летние слои серые, зимние — темно-серые с фиолетовым оттенком. Слои мощные и хорошо различаются друг от друга. Мощность зимних слоев достигает 3 см. Летние слои имеют такую же мощность — от 1 до 3 см и иногда до 5 см. Годичная лента 111 является дренажной лентой. Мощность ее 25 см и состоит она в основном из алевритового материала (рис. 2).

г) Годичные ленты 119—176. Цвет летних слоев желтовато-серый, зимних — буроватый. Мощность последних 0,3—0,5 см и редко достигает 1,0 см. Мощность летних слоев 0,5—3,0 см. В середине пачки некоторые ленты трудно различаются друг от друга, так как зимние слои содержат много алевроитового материала. Лента 176, мощность которой 54—60 см, является дренажной лентой (рис. 3).

д) Годичные ленты 177—211. Летние слои желтовато-серые, зимние — буроватые. Мощность летних слоев местами колеблется от 1 до 5 см и зимних слоев — от 0,5 до 1,0 см. В верхней части пачки летние слои песчаные.

Местонахождение ленточных глин Роостоя расположено на месте слияния рек Тудулинна и Роостоя (абс. высота 40 см). Мощность ленточных глин здесь 8 м. Верхние четыре метра профиля изучались в обнажении, нижняя часть профиля — по керну. В пределах первого нижнего метра профиля годичные ленты имеют нарушенную текстуру, и поэтому мы не могли использовать эту часть для составления диаграммы. Самой нижней ясно различимой годичной лентой профиля Роостоя, в отличие от профилей Пылула и Поповка, является годичная лента 67 (см. рис. 6). Годичные ленты в профиле Роостоя хорошо различаются друг от друга. Здесь можно выделить 249 годичных лент, сгруппировав их в следующие пачки (снизу вверх):

а) Годичные ленты 67—80. Летние слои серые, зимние — темно-серые. Мощность летних слоев доходит до 10 см, зимних — 1,0—2,0 см. Летние слои местами песчаные, с ритмичной слоистостью. Годичная лента 79, мощность которой 33 см, является дренажной лентой и состоит из алевроитового материала.

б) Годичные ленты 81—137. Летние слои серые, зимние — темно-серые с фиолетовым оттенком. Мощность зимних слоев варьирует в пределах 2,0—3,0 см и редко доходит до 7,0 см (слой 110). Летние слои имеют мощность 2,0—5,0 см, в некоторых случаях — до 7 см. Лента 111 мощностью 65 см является дренажной. В верхней части этой ленты наблюдается нарушенная текстура (рис. 4).

в) Годичные ленты 138—234. Летние слои серые, зимние — темно-серые. Мощность зимних слоев от 0,5 до 1,0 см, редко до 2,5 см, летних — порядка нескольких миллиметров, в нижней части пачки — до 1,0 см;

г) Годичные ленты 235—315. Летние слои серые, зимние — темно-серые с бурым оттенком. Мощность зимних слоев 0,2—0,3 см, летних — 0,3—1,0 см. Верхняя часть летних слоев состоит из песка бежевого цвета.

На правом берегу реки Нарвы, недалеко от г. Нарвы (абс. высота 14 м), у с. Поповка расположено местонахождение ленточных глин Поповка. Старые карьеры здесь уже заросли, и профиль ленточных глин изучался по кернам. Мощность ленточных глин достигает 2,5—3,5 м. Залегают они на морене. Годичные ленты очень маломощные, с нарушенной текстурой, в верхней части профиля местами неотчетливые (рис. 5). В профиле Поповки выделено 366 (?) годичных лент. Их можно подразделить на три пачки (снизу вверх):

а) Годичные ленты 1—60. Летние слои серые, зимние — темно-серые. Мощность летних слоев 0,2—0,7 см, в нижней части профиля в одном случае 30 см (5-я годичная лента). Мощность зимних — 0,2—0,5 см, в одном случае — 1 см (4-я годичная лента);

б) Годичные ленты 61—177. Летние слои желтоватые, зимние — буровато-серые. Слои маломощные, местами от 0,1 до 1 см.

в) Годичные ленты 178—366. Цвет летних слоев желтоватый, зимних — буровато-серый. Слои в общем тонкие, местами менее 0,1 см. Встречены отдельные зимние слои мощностью до 0,4 см и четыре дренажные ленты, более мощная из которых толщиной в 15 см (лента 222).

Как уже отмечалось, ленточные глины в северо-восточной части Эстонии широко распространены, в частности во впадине озера Пейпси. Они широко встречаются и в соседней Ленинградской области. По К. К. Маркову (1931а), в более низких частях бассейнов рек Невы и Луги они являются преобладающими четвертичными отложениями, и их мощность достигает здесь 15 м.

К. К. Марков приводит 21 диаграмму ленточных глин бассейна р. Невы (Марков, 1931а, рис. 21). Эти диаграммы хорошо между собой сопоставляются. То же самое следует сказать и относительно 11 диаграмм ленточных глин бассейна р. Луги, составленных К. К. Марковым (1931а, рис. 23). Однако корреляция диаграмм обоих бассейнов между собой в деталях не возможна. По сравнению с бассейном р. Луги условия осадконакопления в бассейне р. Невы отличались, в частности, тем, что здесь не образовалось отдельных песчаных лент большой мощности.

В приведенных К. К. Марковым диаграммах бассейна р. Луги выделяются три аномальные годичные ленты. Две из них — годичные ленты 79 и 80, третья — годичная лента 111, которая является дренажной лентой мощностью 80 см.

Сопоставление диаграмм ленточных глин бассейна р. Луги с соответствующими диаграммами Северо-Восточной Эстонии (рис. 6) показывает, что они отчасти хорошо совпадают, особенно диаграммы Роостя с диаграммами профилей к северу от г. Кингисеппа (Марков, 1931а, рис. 23, диагр. 4, 5, 6 и др.). В диаграмме Роостя годичная лента 111 имеет также большую мощность. И в остальном (общий характер мощностей годичных лент, соотношение мощностей летних и зимних слоев и т. д.) нижняя часть диаграммы Роостя имеет сходство с диаграммой окрестностей г. Кингисеппа.

Образование дренажных лент в бассейне р. Луги К. К. Марков объясняет следующим образом: при отступании ледника севернее линии глинта в окрестностях с. Копорье освободилась древняя долина, вследствие чего для вод Невского приледникового озера открылся сток вдоль этой долины в Лужское приледниковое озеро. Впервые такой прорыв вод из одного приледникового озера в другое образовался в 78—80 годах и другой, еще более катастрофический — в 111 году. Последний ясно отражается и в диаграммах ленточных глин впадины озера Пейпси, в которых лента 111 имеет большую мощность, она песчаная, часто с нарушенной текстурой. В диаграммах Пейпсиской впадины отражен и первый прорыв вод, так как ленты 79 и 80 сравнительно мощные. Учитывая сходство диаграмм Лужской и Пейпсиской впадин, можно прийти к заключению, что в пределах этих впадин господствовали одинаковые условия осадконакопления и существовало единое Лужско-Пейпсиское приледниковое озеро (рис. 7).

В Лужско-Пейпсиском приледниковом озере глубина воды в пределах северной части современного озера Пейпси и в окрестностях севернее г. Кингисеппа во время накопления ленточных глин была более или менее нормальная, чем объясняется образование хорошо различных друг от друга годичных лент. Вероятно, климат в то время был настолько теплым, что бассейн в своих более глубоких частях зимой не промерзал до дна, о чем свидетельствует ненарушенность текстуры. Горизонтальная слоистость летних слоев в профиле Роостя, а также от-

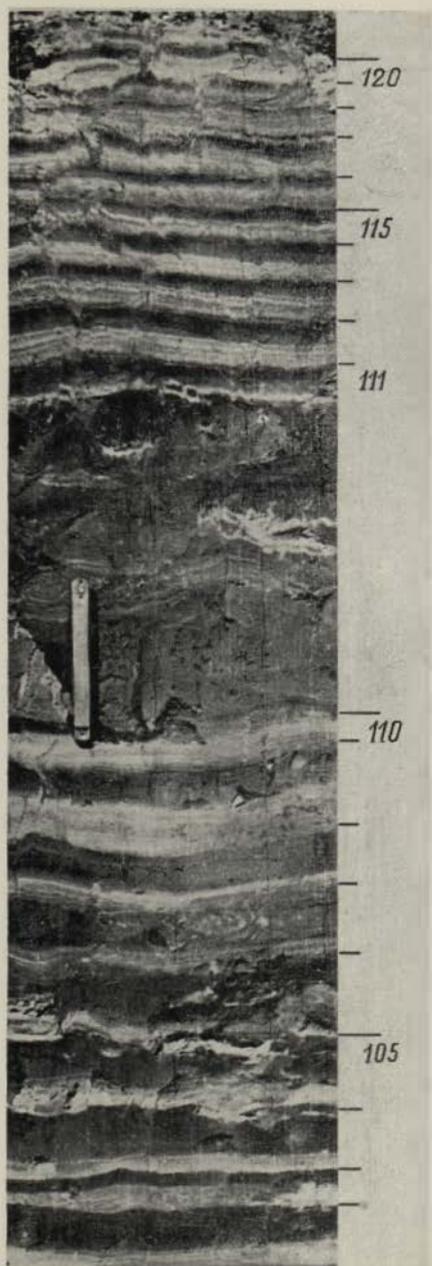


Рис. 2. Ленточные глины в местонахождении Пыдула с дренажной лентой 111.

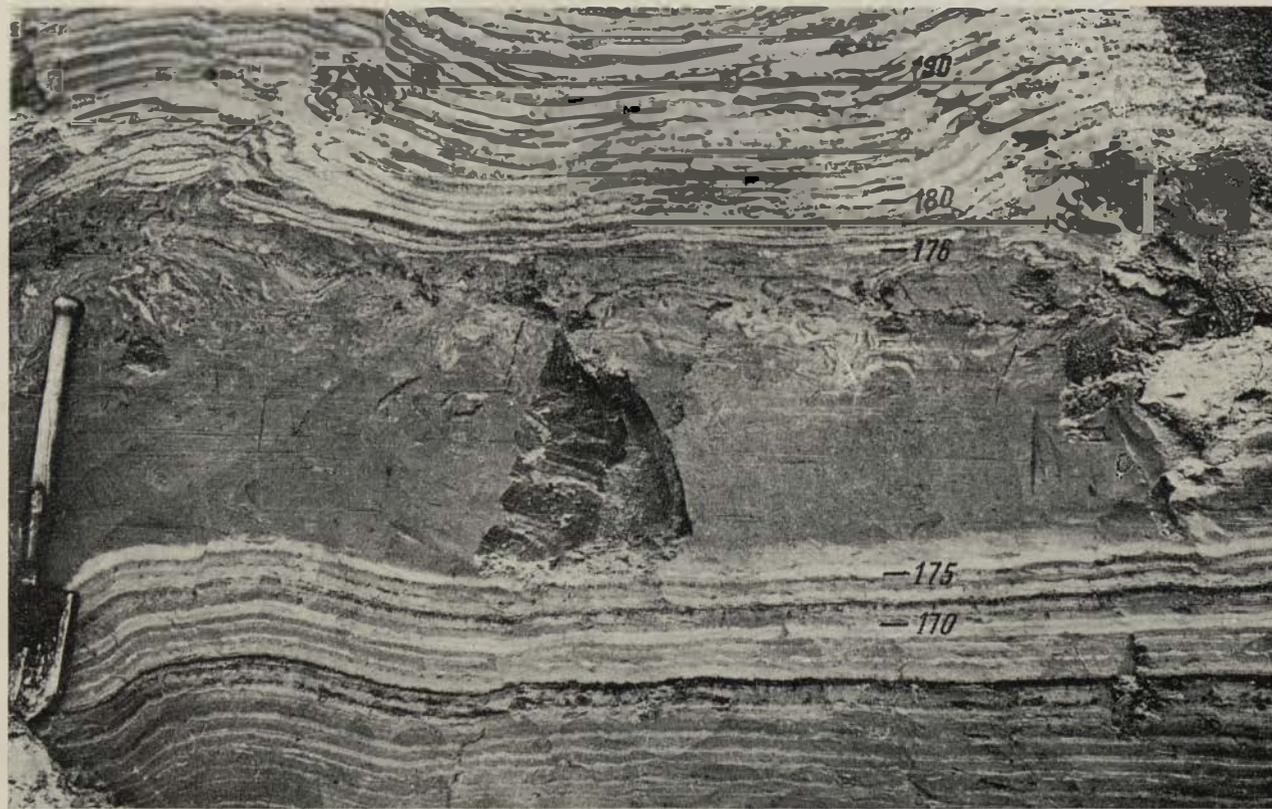


Рис. 3. Ленточные глины в местонахождении Пылула с дренажной лентой 176. Нормальные годовичные ленты ниже и выше последней частью нарушены ледниковым напором.



Рис. 4. Ленточные глины в местонахождении Роостоя. В нижней части рисунка дренажная лента III.



Рис. 5. Верхняя часть профиля ленточных глин в местонахождении Поповка.

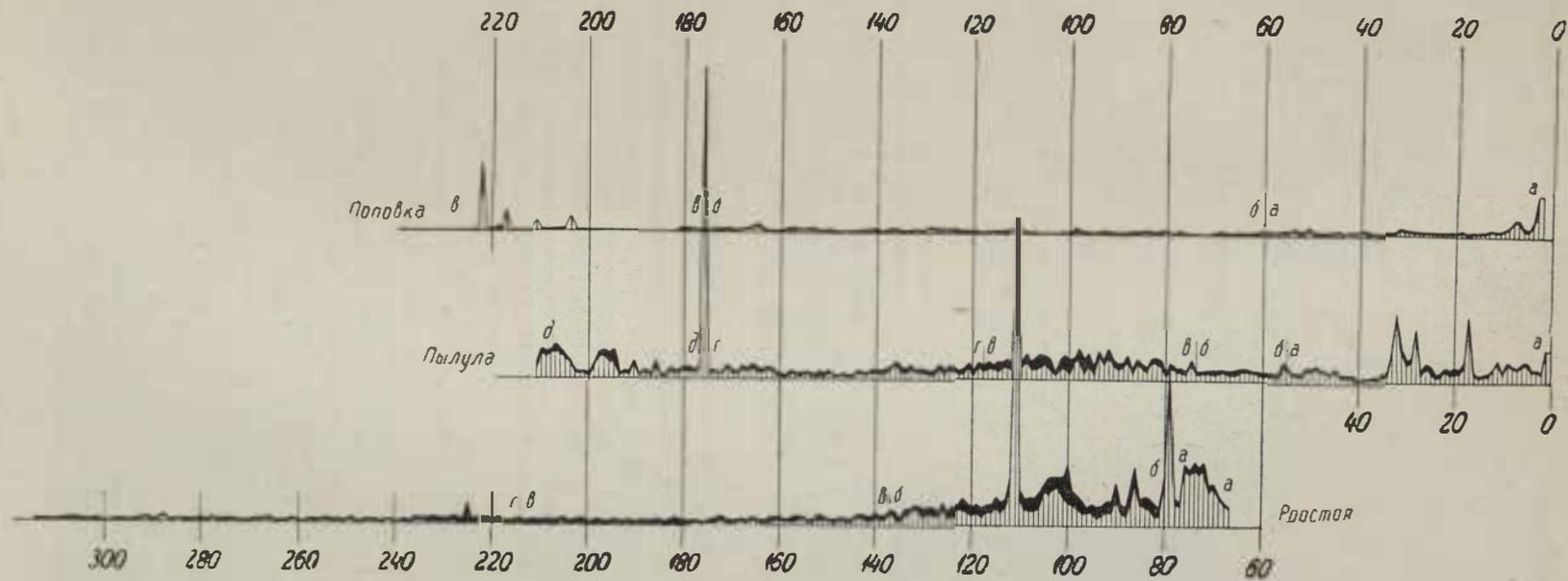


Рис. 6. Диаграммы ленточных глин профилей Поповка, Пылула и Роостя (северо-восточная часть Эстонии) и их сопоставление.

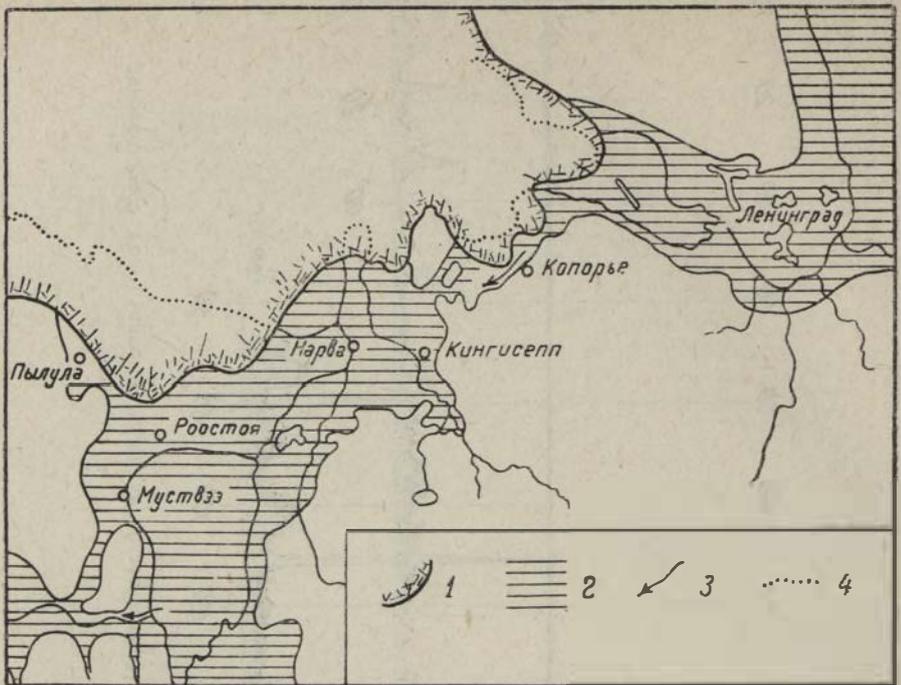


Рис. 7. Расположение края ледника во время прорыва вод Невского приледникового озера у с. Копорье (по К. К. Маркову, 1931б, стр. 14).

Распространение Лужско-Пейпсиского приледникового озера и расположение края ледника на территории Эстонии указаны по данным автора статьи.
 1 — край ледника; 2 — приледниковое озеро; 3 — направление стока талых вод; 4 — современная береговая линия

четливая и ровная граница между летними и зимними слоями свидетельствуют о том, что здесь влияние деятельности волн не доходило до дна. Иные условия были в окрестностях Поповки. Вероятно, здесь, в частности в последние фазы существования приледникового озера, глубина водоема была небольшой. На это указывает прерывистость зимних слоев в средней и верхней части профиля Поповки. В этом же районе в мощности годичных лент слабо отражен и 111 год. Соответствующая годичная лента представлена в профиле Поповки только слоем мелкозернистого песка мощностью 3,5 см. Прорыв 78—80 годов в этом профиле вообще не отражается.

В развитии озера в Пейпсиской впадине после первого прорыва вод можно отметить некоторые изменения. До 79 года слоистость летних слоев, как правило, — параллельная, переход летних слоев в зимние имеет диатактический характер и верхняя поверхность зимних слоев ровная. Все это указывает на то, что в бассейне на глубине накопления осадков вода была спокойной. Вероятно, в то время существовали и неблагоприятные климатические условия, о чем говорят тонкие (менее 1 мм) глинистые прослойки, встречающиеся местами в летних слоях. Верхняя поверхность слоя 79 неровная, что свидетельствует об отложении его в сравнительно движущейся воде. Неровная верхняя поверхность характеризует также зимний слой годичных лент 94, 95 и некоторых других. Возникает вопрос, не является ли это результатом деятельности волн. Однако это явление нельзя объяснить волновой деятельностью, так как вышележающие летние слои имеют горизонтальную и параллельную, ненарушенную слоистость. По всей вероятности, верхняя по-

верхность зимних слоев преобразовалась в волнистую под влиянием временных сильных придонных течений, которые возникали летом вследствие притока больших масс талых приледниковых вод в приледниковое озеро. Выше верхней волнистой поверхности некоторых зимних слоев (годовые ленты 101—104) наблюдаются супесчаные ленты мощностью в несколько миллиметров. Вероятно, и их образование обусловлено интенсификацией деятельности водных масс летом. Все упомянутые черты текстуры встречаются в годовых лентах, образовавшихся в период между 79 и 111 годом. В том же периоде в пределах Пейпсской впадины отмечается максимум осадконакопления — в профиле Роостя в то время образовались наиболее мощные годовые ленты. Но и в течение 20 лет после образования годичной ленты 111 продолжалось сравнительно интенсивное осадконакопление (122, 126 и др. годы). Начиная с 138 года мощность летних слоев уменьшается (пачка *в*) местами настолько, что в глинах, отложившихся в период 188—225 годов, летние слои трудно прослеживаются. Этот так называемый максимум глины в профиле обусловлен удалением края ледника: последний отдалился от данного места настолько, что сюда уже не поступали более грубые частицы материала, вносимого тальми водами в приледниковое озеро. Примерно с 235 года (пачка *г*) уменьшается и мощность зимних слоев, что объясняется, вероятно, еще большим удалением края ледника от изучаемой местности. В это же время происходит и увеличение мощности летних слоев, которые становятся более крупнозернистыми, особенно в верхней части профиля. Весьма вероятно, что в образовании летних слоев участвовали тальные воды, стекавшие в прибрежную часть приледникового озера с близлежащей суши, так как часть приледникового озера в окрестности Роостя находилась сравнительно недалеко от западного берега озера (на западном склоне возвышенности Пандивере). В связи с этим стекавшие с суши тальные воды могли вносить в озеро материал, за счет которого и образовались летние слои.

Образование в верхней части профиля Роостя некоторых более мощных летних слоев (до 2 см), состоящих из песка (228 год), трудно объяснить привнесением материала тальми водами с близлежащей суши, так как этот песок сравнительно крупнозернистый и похож на пески, покрывающие ленточные глины. Из такого же песка состоят летние слои годовых лент 300—315 в верхней части профиля по всей площади их распространения. Накопление этих сравнительно крупнозернистых песков, вероятно, связано с новым увеличением активности тальных ледниковых вод в пределах всего приледникового озера. Это могло быть обусловлено или новым продвижением края ледника, или же расширением бассейна озера. Нарушение текстуры ленточных глин в Пылула указывает на влияние напора ледника, а камовые пески, покрывающие там же ленточные глины, свидетельствуют о новых условиях осадконакопления, о новом продвижении края ледника.

Представление о развитии части Лужско-Пейпсского приледникового озера, которая образовалась в пределах древней долины Кунда, можно получить по профилю ленточных глин в Пылула. Нижняя часть профиля (пачка *а*) состоит в основном из мощных летних и сравнительно тонких зимних слоев, причем мощность слоев колеблется в значительных пределах (годовая лента 17). Материал 16 годовых лент пачки *а* слабо перебит и отсортирован и во многом напоминает материал нижележащей серой морены. Особенно это относится к первым снизу лентам. Все это показывает, что материал рассматриваемых ленточных глин происходит из нижележащей морены. Начиная с 17 года край ледника отодвинулся от данной местности уже настолько, что

могли образоваться ясно различимые друг от друга годовые ленты. При этом характерно, что талыми ледниковыми водами в бассейне приносилось много крупнозернистого материала, о чем свидетельствует бо́льшая по сравнению с зимними слоями мощность летних слоев. Еще выше (пачка б) соотношения мощностей летних и зимних слоев становятся стабильными, а накопление осадков — сравнительно небольшим.

Начиная с 74 года (пачка в) колебание мощностей годовых лент опять увеличивается, в частности в пределах зимних слоев (в 100 году — на 3 см). Местами летние слои непосредственно над нижележащим зимним слоем содержат прослойки (мощностью в несколько миллиметров) светло-бежевого песка (годовые ленты 84, 85, 87, 88 и 94). По всей вероятности, этот песок не был занесен ледниковыми водами, но принесен сюда, в древнюю долину Кунда, весенними талыми водами с близлежащей суши — с возвышенности Пандивере.

В диаграмме Пылула не отражаются первые прорывы вод Невского приледникового озера: мощность годовых лент 79 и 80 здесь не отличается от мощностей соседних годовых лент. Но годовая лента 111 представлена уже дренажной лентой мощностью 25 см. Второй дренажной лентой является годовая лента 176 мощностью 60 см. Годовые ленты между названными дренажными лентами (пачка г) характеризуются сравнительно толстыми лентами и тонкими зимними слоями. Летние слои часто песчаные или содержат песчаные прослойки мощностью до 2 см, верхняя поверхность которых карманообразная, неровная. Как уже отмечалось, эти прослойки песка образовались, вероятно, из материала, принесенного талыми водами с близлежащей суши.

Выше дренажной ленты 176 в разрезе Пылула (начиная с годовой ленты 183) мощность годовых лент разная, при этом значение песка вверх по профилю в летних слоях постепенно увеличивается, и последние летние слои состоят уже полностью из песка. Вероятно, образование этих песчаных летних слоев связано с новым продвижением ледника, о чем говорит также нарушение текстуры последних годовых лент. Дренажная лента 176 в профиле ленточных глин Пылула указывает на значительное изменение условий осадконакопления в озере и условий развития приледникового озера в это время (см. ниже). Как показывают диаграммы Поповки и Роостоя, геологические события 176 года в других частях Лужско-Пейпсиского приледникового озера не отразились, как не отразился прорыв 79—80 годов в диаграмме Пылула. Поэтому можно думать, что на ту часть Лужско-Пейпсиского приледникового озера, которая находилась в древней долине Кунда, оказывали влияние приледниковые озера, существовавшие северо-западнее Пылула, между возвышенностью Пандивере и краем ледника, а также местные условия таяния ледника.

На вопрос о том, почему события 176 года, происходившие в окрестностях Пылула, не нашли отражения в бассейне озера Пейпси, очень трудно дать ответ. Как уже указывалось, высота верхней поверхности толщи ленточных глин составляет в Пылула 63 м, в Роостоя — 39—40 м и в Поповке — около 14 м. Местонахождения ленточных глин Пылула и Роостоя расположены почти по простиранию тектонического поднятия, при этом ленточные глины в Роостоя, залегающие в направлении уменьшения интенсивности поднятия, находятся на 24 м ниже ленточных глин в Пылула. Роостоя и Поповка расположены на одной и той же изобазе поднятия, но ленточные глины в Поповке находятся на 25 м ниже, чем в Роостоя. В то же время характер ленточных глин в Поповке говорит об их образовании в мелководных условиях. Образование же ленточных глин в Пылула и Роостоя происходило в нормальных

глубоководных условиях, о чем свидетельствуют сравнительно большая мощность ясно различимых друг от друга годовых лент. Следовало бы ожидать обратного, т. е. там, где современный рельеф более низкий, приледниковое озеро должно иметь большую глубину, и в Поповке должны были бы образоваться годовые ленты нормальной мощности. Но так как фактически дело обстоит иначе, то необходимо полагать, что тектоническое поднятие в пределах Пейпсиской впадины характеризовалось локальными своеобразными и интенсивностью. Этим мы не собираемся утверждать, что окрестность Роостоя поднялась на современную высоту непосредственно после таяния здесь ледника. Мы лишь хотим обратить внимание на то обстоятельство, что эта местность изучаемого района отличается вообще более интенсивным поднятием, о чем говорит и современная глубокая долина реки Роостоя. Так как Пылула и Роостоя располагаются в направлении изменения интенсивности поднятия, то было, вероятно, достаточно небольшого поднятия, чтобы повышение коренного рельефа у Пылулы привело в дальнейшем к изолированию части приледникового озера, находившейся в пределах древней долины Кунда, от остальной, большей части приледникового озера в Пейпсиской впадине.

Каков был уровень воды в Лужско-Пейпсиском приледниковом озере? Если исходить из точки зрения К. К. Маркова, т. е. считать, что воды Невского приледникового озера прорвались в Лужское приледниковое озеро, то уровень первого озера должен был быть выше уровня последнего. По данным К. К. Маркова, в месте прорыва у с. Копорье абсолютная высота дна долины достигает теперь 45 м. Из этого вытекает, что уровень Лужско-Пейпсиского приледникового озера не мог лежать значительно выше этой отметки. В крайнем случае максимальный уровень этого озера мог находиться на высоте не более 50 м, если учитывать, что абразионные уступы и береговые валы Лужского приледникового озера были обнаружены на высоте до 55 м. Если принять, что уровень Лужско-Пейпсиского приледникового озера достигал отметки примерно в 50 м, то глубина озера в Роостоя должна была быть немногим более 10 м. Как известно, ленточные глины могут образоваться при глубинах не менее 15 м. Из сказанного мы должны сделать два вывода: или окрестность Роостоя располагается на большей высоте, чем окрестность Ленинграда, которая приподнята, по К. К. Маркову, на 18,5—20 м, или же для образования ленточных глин не требуется таких глубин, какие мы в настоящее время считаем необходимыми для их формирования.

Среди годовых лент Лужско-Пейпсиского приледникового озера интерес представляет дренажная лента 111, имеющая большую мощность — 65—80 см, а также большое площадное распространение, т. е. представляющая собой осадочное тело значительных размеров. В связи с этим возникает вопрос, могло ли столько материала переноситься через узкий прорыв в течение одного года из Невского приледникового озера на большую площадь Лужско-Пейпсиского приледникового озера, или же эта своеобразная годовая лента образовалась под влиянием деятельности комплекса различных процессов. Имея в виду нарушенную текстуру этого слоя, можно полагать, что эти нарушения обусловлены ледниковым напором на обычные годовые ленты. Но это неправдоподобно: если бы ледник продвинулся на годовые ленты, то следы напора проявились бы не только в годичной ленте 111, но и в смежных годовых лентах, как это наблюдается в профиле Пылула (см. рис. 3). С продвижением края ледника должен был бы измениться и общий режим осадконакопления (утолщение летних слоев, укрупнение зернисто-

сти и др.), но в данном случае характер годичных лент как до, так и после отложения дренажной ленты 111 был одинаковым и отражает сравнительно стабильные условия осадконакопления.

Эти устойчивые условия осадконакопления не позволяют объяснить образование годичной ленты 111 также понижением уровня Лужско-Пейпсиского приледникового озера или же его стеканием. Последним было бы легко объяснить образование песчанистых прослоек части слоя, а также текстур нарушения — они могли легко образоваться в мелководном озере при его промерзании зимой до дна. Хотя это объяснение и кажется правдоподобным, мы не имеем данных о том, каким образом в условиях стекания озера мог образоваться мощный слой глины и как после предполагаемого усыхания бассейна в нем сразу установились прежние глубина и режим приледникового озера.

Учитывая все то, что известно нам о строении годичной ленты 111, мы можем представить образование ее следующим образом. Вероятно, после прорыва у с. Копорье сток больших масс вод из Невского приледникового озера продолжался в течение ряда лет и при благоприятных климатических условиях не прекращался и в зимнее время. В условиях сильного движения вод в течение всего года при отложении материала не могли образоваться годичные ленты, в частности в нижней половине этого слоя, которая состоит из неслоистых или неяснослоистых супесей и суглинков. Позднее установились, вероятно, местные условия, при которых отлагались раздельно летние и зимние слои, но эти слои при более интенсивном движении воды в следующее лето дислоцировались и перемешались с новым осадком.

Автор провел также геохронологическое сопоставление ленточных глин северо-восточной части Эстонии с ленточными глинами смежных областей.

По М. Саурамо (Sauramo, 1928), эквивалент —1500 проходит через г. Выборг. По К. К. Маркову, ледник отступал от Ленинграда до Выборга в течение 350 лет, и, таким образом, эквивалент —1850 должна проходить через Ленинград (по летосчислению М. Саурамо). Другими словами, в окрестностях Ленинграда край ледника стоял перед глинтом 12 160 лет назад от н. э.

Полученные М. Саурамо данные о ленточных глинах были переданы им Г. де Гееру. При изучении этих материалов последний (De Geer, 1930) пришел к заключению, что в окрестностях Ленинграда (Мало-Лаврики) проходит эквивалент —3162 шведской шкалы, что по общему летосчислению де Геера соответствует 11850 году до нашей эры.

По К. К. Маркову (1931б), через Мало-Лаврики проходит нулевая эквивалент —3162 по шведской шкале) Невского приледникового озера. Если последнюю продлить через местонахождения ленточных глин в окрестностях городов Луга и Кингисепп до впадины Пейпсиского озера, то она протянулась бы, по имеющимся сейчас данным, дугообразно к озеру Пейпси примерно до линии г. Муствээ.

Суммируя все изложенное выше, можно сказать, что дренажная лента 111 года, по местному летосчислению, образовалась около 14010 лет назад по летосчислению М. Саурамо (12160—111 + 1960) и по геохронологической шкале Г. де Геера — около 13710 лет назад (11860 — 111 + 1960).

В заключение необходимо отметить, что в настоящей статье вопросы геологии и геохронологии ленточных глин приледниковых озер Северо-Восточной Эстонии далеко еще не разрешены. Их не разрешит изучение только данной территории, так как позднеледниковые приледниковые

озера существовали не только на северо-востоке Эстонии. Более достоверные выводы можно сделать относительно позднеледниковых ленточных глин как изученной области, так и всей территории Эстонии, если учесть и крупные залежи ленточных глин Западной Эстонии, сопоставив их геохронологически с ленточными глинами Швеции.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

ЛИТЕРАТУРА

- Марков К. К. 1931а. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Глав. геол.-развед. упр. НКГЛ СССР, вып. 117.
- Марков К. К. 1931б. Геохронологические исследования в Карельской АССР и Ленинградской области. Природа, № 4.
- De Geer, G. 1930. The finiglacial subepoch in Sweden, Finland and the New World. Geogr. Ann., Bd. 12, B. 2—3.
- Hausen, H. 1913а. Materialien zur Kenntnis der Pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, Nr. 2.
- Hausen, H. 1913б. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34, Nr. 3.
- Luha, A. 1946. Eesti NSV maavarad. Rakendusgeoloogiline kokkuvõtlik ülevaade. Tartu, «Teaduslik Kirjandus».
- Orviku, K. 1935. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. Geol. Inst. toim., nr. 47.
- Sauramo, M. 1925. Über die Bändertone in den Ostbaltischen Ländern vom geochronologischen Standpunkt. Fennia, 45, Nr. 6.
- Sauramo, M. 1928. Über die spätglazialen Niveauschiebungen in Nordkarelien. Finland. Bull. Comm. Geol. de Finlande, Nr. 80.
- Õpik, A. ja Laasi, A. 1937. Läänemaa geoloogia. Geol. Inst. toim., nr. 51.

KIRDE-EESTI VIIRSAVIDE GEOKRONOLOOGIA

E. RÄHNI

Resüme

Eesti territooriumil, eriti Madal-Eestis, leidub paljudes kohtades viirsavisid. Geokronoloogia seisukohalt on nad senini uurimata.

Viirsavilasundid jäävad Eestis suures ulatuses allapoole põhjaveepinda ja neist saab varvide lugemiseks profiile ainult vastava puuriga (kasutatud Kirde-Eesti savide uurimisel). Artiklis iseloomustatakse Kirde-Eesti viirsavisid (joon. 1) kolme profiili põhjal (vt. diagrammid joon. 6).

Põlula 7,3 paksusega viirsavid jagunevad peamiselt vastavalt suve- ja talvikihtide paksusele 5 rühmaks, kusjuures võib eraldada 211 aastavarvi. Eraldi tuleb esile tõsta 111. varvi, mis on dreanaaž- ehk ülevooluarv, paksusega kuni 25 cm, samuti 176. varvi, mille paksus on 50—60 cm (joon. 2 ja 3).

Roostoja 8 m paksusega viirsavid jagunevad 4 rühmaks 249. varviga. Dreanaažvarvidena esinevad siin 79. ja 111. varv, paksusega vastavalt 33 cm ja 65 cm (joon. 4).

Popovkal esineb moreenil kuni 3,5 m paksune viirsavide lasund, mille varvid on õhukesed ja profiili ülemises osas rikutud (joon. 5). Üldse on siin eraldatud 366 varvi, mis on jaotatud kolme rühma. Ka siin esineb ülevooluarve (neli), kuid nende paksus ei ületa 15 cm (joon. 6).

Kõrvutades Kirde-Eesti viirsavide diagramme (joon. 6) Luuga basseini viirsavide diagrammidega (Марков, 1931a), näeme kohati nende head kattuvust, eriti III. ülevooluvarvi põhjal. Sellest võib järeldada, et Luuga basseini ja Peipsi nõgu moodustasid ühtse Luuga-Peipsi jääpaisjärve (joon. 7), kus valitsesid ühesugused settimistingimused.

Mainitud jääpaisjärves, praeguse Peipsi nõo põhjaosas, ja Kingissepast põhja pool esines viirsavide tekkimiseks sobiv vee sügavus, millest kõnelevad selgesti väljakujunenud ja küllaltki paksud varvid. Popovka ümbruses oli aga vee sügavus tõenäoliselt väike, millele viitavad näiteks katkendlikud talvekihid. Ka ei kajastu siin eriti selgelt III. ülevooluvarv, rääkimata 79. drenaažvarvist.

Kui lähtuda K. Markovi seisukohast, mille järgi Neeva jääpaisjärve veed Luuga-Peipsi jääpaisjärve valgusid, pidi esimese veepind olema teisest kõrgem. Arvestades Koporje ümbruses asuva ülevoolukoha tänapäevast kõrgust (45 m), võis Luuga—Narva jääpaisjärve veepinna kõrgus samal samakerkejoonel (isobaasil) olla maksimaalselt 50 m. Sellest kõrgusest lähtudes võis Roostoja kohal vee sügavus varvide settimise ajal olla maksimaalselt 10 m. Kuna aga viirsavide tekkimiseks pidi vee sügavus olema vähemalt 15 m, siis tuleb arvata, et Roostoja ümbrus on jääpaisjärve esinemisajast peale kerkinud rohkem kui Leningradi ümbrus, või on viirsavide tekkimine võimalik väiksemas sügavuses.

Arvestades III. varvi suurt paksust ja suurt maa-alalist levikut, võib oletada, et ta ei ole tekkinud ühe vaid mitme aasta jooksul.

Püüdes Kirde-Eesti viirsavisid naaberaladega geokronoloogiliselt konnekteerida, jõuame järgmisele järeldusele. Arvestades De Geeri, M. Sauramo ja K. Markovi andmeid Väike-Lavriki (Leningradi ümbrus) varvide vanusest, võib arvata, et Luuga-Peipsi jääpaisjärve III. drenaažvarv tekkis M. Sauramo dateeringu alusel umbes 14 010 aastat tagasi ja De Geeri järgi 13 710 aastat tagasi, seega umbes 14 000 aastat tagasi.

Viirsavide geoloogia ja geokronoloogia uurimine Eestis jätkub. Neid uurimisi kavatakse laiendada eriti Lääne-Eestis, kus esineb rohkesti viirsavilasundeid, millede tundmaõppimine peaks võimaldama konnekteerida neid Rootsi viirsavidega.

ON THE GEOCHRONOLOGY OF NORTHEAST-ESTONIAN VARVED CLAYS

E. RÄHNI

Summary

On Estonian territory, and in the lowlands in particular, varved clay is found in a great number of places. From the viewpoint of geochronology, they have not been studied as yet.

In Estonia the majority of varved clay deposits lie under the ground water surface, and profiles for counting varves can only be obtained with the help of a corresponding drill, which was used for the study of Northeast-Estonian clays. The author describes the Estonian varved clays (fig. 1) according to the data obtained in three profiles (cf. diagrams in fig. 6).

The varved clays of Põlula, having a thickness of 7.3 m, are divided into 5 groups according to the thicknesses of the summer and winter varves, a total of 211 year-varves being distinguishable. Special attention has to be drawn to the 111th varve, represented by a drainage or overflow varve attaining a thickness of 25 cm, and to the 176th varve, with a thickness of 50—60 cm (figs. 2 and 3).

The varved clays of Roostoja, attaining a thickness of 8 m, are divided into 4 groups, with 249 varves. The drainage varves are represented here by the 79th varve, and overflow varves — by the 111th varve, with respective thicknesses of 33 and 65 cm (fig. 4).

Popovka is situated on a till, and the varves of the 3.5-metre-thick clay deposit are thin and destroyed in the upper part of the profile (fig. 5). There are altogether 366 varves here, which are divided into three groups. There are some overflow varves (four in number) here as well, but their thickness does not exceed 15 cm (fig. 6).

Comparing the diagrams of Northeast-Estonian varved clays (fig. 6) with those of the Luga basin (Markov, 1931a, fig. 23), in a number of places good correlations can be stated, and that on the basis of the 111th varve in particular. Hence it can be concluded that identical sedimental conditions prevailed in Luga and Peipsi basins, and that they together formed an ice-dam lake (fig. 7).

In the northern part of the Peipsi basin and in the north of Kingissepp, integral parts of the above-mentioned ice-dam lake, there prevailed a depth of water suitable for the formation of varved clays, proof of which are clearly shaped and rather thick varves; in the environments of Popovka, however, the water was rather shallow, and therefore the winter varves are interrupted, etc. Neither do we find here a clearly defined 111th overflow varve, not to speak of the 79th drainage varve.

If we proceed from K. Markov's statement that the water of the Neva ice-dam lake used to flow into the Luga—Peipsi ice-dam lake, the water level of the former had to be considerably higher than that of the latter. Considering the contemporary height of the watershed site at Koporye, which is at a level of 45 m, the water level of the Luga—Neva ice-dam lake could have been 50 m at the utmost. Taking into account of this height, the depth of the water at Roostoja during the deposition of varved clays must have been 10 m at least. But, as the depth needed for a formation of varved clays ought to be at least 15 m, we are led to assume that since the existence of the ice-dam lake the environments of Roostoja have been subjected to an uplift to a greater extent than the environments

of Leningrad, or that varved clay could have been formed at a lesser depth.

Considering the great thickness of the 111th varve as well as the wide area of its distribution, we may suppose that it was not formed during one year, but in the course of several years.

Trying to connect the Northeast-Estonian varved clays geochronologically with those of the neighbouring regions, we come to the following conclusions:

Considering the data on the age of the varves of Matye-Lavriki (in the environs of Leningrad) presented by De Geer, M. Sauramo and K. Markov, it could be assumed that the 111th varve of the Luga—Peipsi ice-dam lake was formed about 14010 years ago according to M. Sauramo, and 13710 years ago according to De Geer — thus, in keeping with both statements — 14000 years hence.

The studies of the geology and geochronology of clays are being carried on in Estonia, and they will be extended to West-Estonia in particular, where varved clay deposits are especially numerous. Further researches into these deposits will probably allow us to connect them with the varved clays of Sweden.

*Academy of Sciences of the Estonian S.S.R.,
Institute of Geology*