

Лейли СААРСЕ

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫХ ГЛИНИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЭСТОНИИ

Современный рельеф Южной Эстонии сформировался в основном в ходе плейстоценовых оледенений и во многом предопределен древним рельефом и отложениями (Орвику, 1955). Здесь разные по генезису и составу формы рельефа часто чередуются и образуют сложные парагенетические комплексы. На фоне общей расчлененности весьма четко выделяются два основных типа гляцигенного рельефа: ледораздельные возвышенности и гляциодепрессии. Наиболее распространенными в Южной Эстонии являются полого-волнистые моренные равнины, которые занимают примерно 50% рассматриваемой территории. Исключением составляют Хааньяская и Отепяская островные аккумулятивные возвышенности, выделяющиеся сильной расчлененностью и сложным сочетанием гляцигенных форм, расположение которых имеет определенную зональность и концентричность относительно центра возвышенности (Hang, Karukäpp, 1979). Центральные части островных возвышенностей Южной Эстонии характеризуются крупно- и среднехолмистым рельефом со сложными морфологией и внутренним строением форм. Район распространения крупных форм окружен территорией со средне- и мелкохолмистым рельефом, которая в свою очередь окаймлена мелкими холмами, зандровыми полями и полого-волнистыми равнинами на склонах возвышенностей.

Ввиду такого сложного геоморфологического строения вполне понятно, почему во время убывания последнего ледникового покрова здесь сформировались разнотипные озерно-ледниковые водоемы и соответствующие им отложения (Саарсе, 1978). Судя по распространению озерно-ледниковых отложений, большие пространства Южной Эстонии были покрыты талыми ледниковыми водами (рис. 1). Из озерно-ледниковых отложений наиболее детально рассматриваются глинистые отложения.

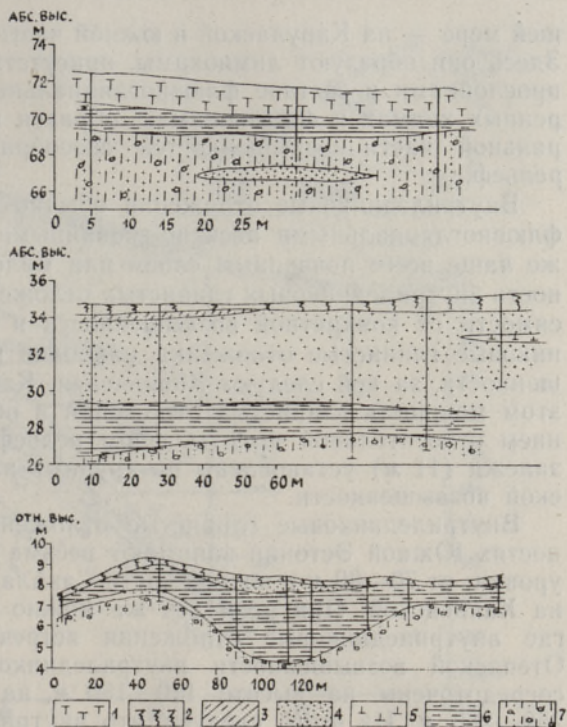
По особенностям формирования, условиям залегания, гранулометрическому и вещественному составу, а также по различиям физико-механических свойств озерно-ледниковые глинистые отложения Южной Эстонии подразделены на приледниковые, межхолмовые и внутриледниковые литоморфогенетические типы.

Приледниковые глинистые отложения — наиболее распространенный тип озерно-ледниковых отложений Южной Эстонии. Они охватывают большие пространства в Валгаской, Выруской и Харглаской низинах, в долине р. Вяйке-Эмайыги и во впадинах Чудского и Псковского озер



Рис. 1. Распространение озерно-ледниковых песчано-глинистых отложений в Южной Эстонии.

Рис. 2. Условия залегания приледниковых отложений: а — в окрестностях г. Выру; б — во впадине оз. Вуртсъярв; в — в долине р. Тохври (по данным Х. Пальме). 1 — насыль; 2 — почва; 3 — алеврит (голоценовый); 4 — песок; 5 — озерная известь; 6 — ленточная глина; 7 — супесчаная морена.



и оз. Вуртсъярв между абсолютными отметками от 30 м в Чудско-Псковской впадине до 80—90 м в окрестностях Мынисте и Вастсе-Рооза. На плато Юго-Восточной Эстонии и в северной части Сакаласской возвышенности озерно-ледниковые отложения распространены ограниченно, в основном по долинам рек (Суур-Эмайги, Татра, Ахья, Выханду, Эльва, Тянасилма, Раудна и др.), где встречались отдельные подпруженные озера.

По абсолютным отметкам приледниковых равнин и отдельным фрагментам береговых образований можно заключить, что уровни отдельных приледниковых бассейнов резко различаются. Например, Выруское приледниковое озеро находилось на высоте 125—130 м над уровнем моря (Каяк, 1967), Мынисте—Вастсе-Роозаское — на высоте примерно 90—100 м над уровнем моря, Валгаское и Лаатреское — значительно ниже, на высоте примерно 50—70 м над уровнем моря.

Мощность приледниковых глинистых отложений обычно не превышает 10 м. Самая мощная толща глинистых отложений пока известна из окрестностей г. Валга — 14 м. Подошвой глин чаще всего служат супесчаная морена, реже флювиогляциальные песчано-гравийные отложения или лимногляциальный песок, покровом — пески и озерно-болотные отложения. Местами глинистые озерно-ледниковые отложения выходят непосредственно на поверхность (рис. 2).

Приледниковым отложениям свойственны отчетливая ленточная текстура и ряд специфических текстурных элементов (Pirgus, Saarse, 1979), образовавшихся благодаря тому, что приледниковые водоемы имели однонаправленную связь с убывающим ледником. Такое формирование приледниковых озер и соответствующих отложений общеизвестно и не вызывает возражений. Оно неоднократно проверено в районах современного оледенения. Однако процесс формирования внутриледниковых и межхолмовых водоемов является объектом оживленных дискуссий.

Внутриледниковые глинистые отложения наиболее широко распространены на Отепяской и Хааньяской островных возвышенностях, в мень-

шей мере — на Карулаской и южной части Сакалаской возвышенности. Здесь они образуют лимнокамы, присутствуют небольшими линзами и прослойками в составе флювиогляциальных камов и залегают на моренных холмах и флювиокамах, образуя в последнем случае в центральной части возвышенностей своеобразный наложенный камовый рельеф.

Внутриледниковые отложения обычно подстилаются мореной или флювиогляциальными песчано-гравийными отложениями, покрываются же чаще всего почвенным слоем или маломощным слоем песка. Мощность внутриледниковых глинистых отложений сильно варьирует в зависимости от конкретной возвышенности и формы рельефа. Внутриледниковые глинистые отложения наиболее мощны на Отепяской возвышенности, за ней следуют Хааньяская, Карулаская и Сакалаская. При этом мощность глинистых отложений в общем возрастает с увеличением относительной высоты форм рельефа. Пока наиболее мощные залежи (11 м) установлены на крупных платообразных холмах Отепяской возвышенности.

Внутриледниковые глинистые отложения на отдельных возвышенностях Южной Эстонии занимают весьма различные гипсометрические уровни: от 70—80 м в южной части Сакалаской возвышенности до 318 м на Хааньяской. При этом все же можно выделить отдельные уровни, где внутриледниковые отложения встречаются наиболее часто. На Отепяской возвышенности внутриледниковые глинистые отложения сосредоточены на высоте 140—180 м, на Хааньяской — на высоте 250—280 м. Из этого следует, что внутриледниковые глинистые отложения чаще присутствуют на высоком уровне аккумуляции, по Б. Н. Можяеву (1973), но их можно обнаружить и на среднем и низком уровнях.

Текстуры внутриледниковых и приледниковых глинистых отложений значительно различаются. Первые сложены неяснослоистыми или массивными слабоотсортированными суглинками и глинами, в которых регулярная ленточная слоистость наблюдается лишь участками. При интерпретации генезиса внутриледниковых отложений необходимо учесть, что внутриледниковые водоемы неоднократно катастрофически опускались, аналогично соответствующим озерам в районах современного оледенения (Liestøl, 1955).

В отношении формирования внутриледниковых водоемов автор придерживается гипотезы о том, что внутриледниковые водоемы на поздних этапах их существования имели песчаные и моренные берега, покрытые перигляциальной растительностью (Clayton, Cherry, 1967). Учитывая условия залегания, мощность залежей, текстурно-структурные признаки и особенности формирования, можно заключить, что продолжительность осадконакопления во внутриледниковых бассейнах действительно превышала таковую в приледниковых бассейнах. При этом таяние мертвого льда на Отепяской возвышенности было более длительным, чем на Хааньяской.

Межхолмовые глинистые отложения в пределах республики мало изучены. Так как они залегают во впадинах современного рельефа под озерно-болотными образованиями, они не представляли интереса как сырье и лишь изредка анализировались при возведении каких-либо сооружений или при строительстве коммуникационных трасс и шоссейных дорог. Они представляют собой своеобразный тип озерно-ледниковых глинистых отложений, образовавшихся в термокарстовых впадинах, на дне которых сохранились небольшие массы мертвого погребен-

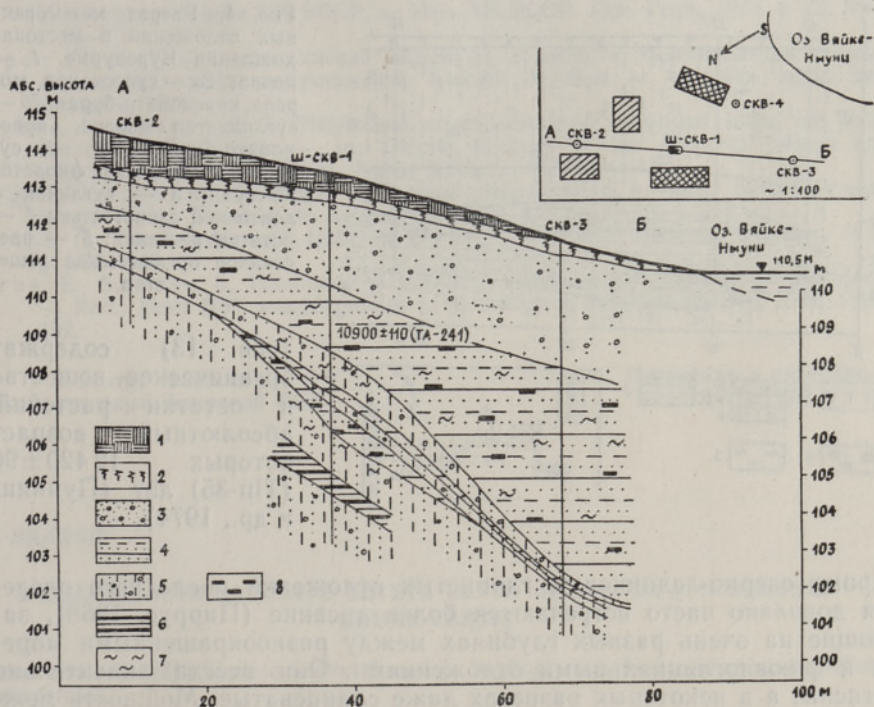


Рис. 3. Разрез межхолмовых отложений в местонахождении Ньунни-Пезду. 1 — насыпь; 2 — почва; 3 — гравий; 4 — переслаивание песчаных и глинистых слоев; 5 — морена; 6 — ленточная глина; 7 — рассеянное органическое вещество; 8 — остатки растений и древесины.

ного льда. В дальнейшем после перестройки системы питания эти озерно-ледниковые водоемы превращались в перигляциальные озера, а затем в обычные озера, которые продолжали существовать и в голоцене. Об этом свидетельствует непрерывный переход позднеледниковых озерно-ледниковых и озерных осадков в голоценовые озерно-болотные отложения.

Для получения общей картины условий залегания межхолмовых отложений рассмотрим разрез Ньунни—Пезду (рис. 3) на Отепяской возвышенности, впервые изученный К. Орвику. Здесь глинистые отложения с остатками тундровых растений и субфоссильных моллюсков на глубине 3—4,5 м образовались, по данным радиоуглеродного датирования древесных остатков, $10\,900 \pm 110$ (ТА-241) лет назад.

Мощность межхолмовых глинистых отложений незначительна, в изученных разрезах обычно 1—2 м. Несмотря на то что и для них характерна ритмичная горизонтальная слоистость, точная идентификация отдельных лент здесь затруднена. В отличие от при- и внутрiledниковых глинистых отложений межхолмовые отложения очень мягкие, насыщены водой и мало уплотнены.

На территории Южной Эстонии нередки и межморенные глинистые отложения, образовавшиеся, по всей вероятности, во время поздневалдайских межстадиалов или межфазалов. Эти отложения изучены автором во многих местах, например, в Каммери, Киверъярв, Куренурме, Вийтка, Пезтрусе и др. Для характеристики условий их залегания рассмотрим важный с палеогеографической точки зрения разрез в Куренурме (рис. 4). Здесь глинистые отложения на глубине 4,5—7,5 м

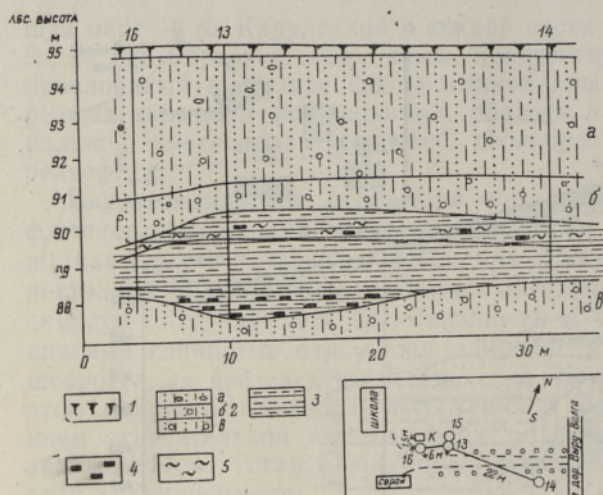


Рис. 4. Разрез межморенных отложений в местонахождении Куренурме. 1 — почва; 2а — супесчаная морена, красновато-бурая; 2б — суглинистая морена, красновато-бурая; 2в — супесчаная морена, фиолетово-серая; 3 — суглинок с ленточной слоистостью; 4 — остатки растений; 5 — рассеянное органическое вещество.

(скв. 13) содержат органическое вещество и остатки растений, абсолютный возраст которых $12\,420 \pm 90$ (Tln-35) лет (Пуннинг и др., 1974).

Кроме озерно-ледниковых глинистых отложений последнего оледенения довольно часто встречаются более древние (Пиррус, 1968), залегающие на очень разных глубинах между разноокрашенными моренами и флювиогляциальными отложениями. Они всегда значительно уплотнены, а в некоторых разрезах даже сланцеватые. Мощность межморенных озерно-ледниковых глинистых отложений сильно варьирует: от нескольких сантиметров до 10—20 м. Благодаря содержанию остатков растений, древесины и рассеянного органического вещества эти отложения имеют немалое значение при стратиграфическом расчленении ледниковых толщ.

В целом условия залегания озерно-ледниковых глинистых отложений Южной Эстонии разнообразны и сложны. Приледниковые и межхолмовые глинистые отложения, составляющие 80 и 15% соответственно от всех озерно-ледниковых отложений, выравнивают расчлененность первичного ледникового рельефа. Внутрiledниковые глинистые отложения, доля которых среди озерно-ледниковых отложений наименьшая (лишь 5%), повышают расчлененность современного рельефа. Кроме того, описанные глинистые отложения различно связаны и с древним рельефом. Так, расположение приледниковых глинистых отложений в древних долинах, ложбинах выпахивания и низинах предопределено древним рельефом. В то же время внутрiledниковые и межхолмовые отложения распространены на возвышенностях, которые, в свою очередь, наложены на доледниковые крупные формы рельефа и состоят из мощных четвертичных отложений различного возраста.

ЛИТЕРАТУРА

- Каяк К. Ф. Дегляциация и приледниковые озерные бассейны Эстонии. — В кн.: История озер Северо-Запада. Мат. I симп. по истории озер Северо-Запада СССР. М., 1967, с. 66—71.
- Можаев Б. Н. Новейшая тектоника Северо-Запада Русской равнины. Л., 1973.
- Орвику К. К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогенном периоде. — Изв. АН ЭССР, 1955, т. IV, с. 233—243.
- Пиррус Э. А. Ленточные глины Эстонии. Таллин, 1968.
- Пуннинг Я.-М., Какум Г., Раямяэ Р. Список радиоуглеродных датировок

Института геологии АН ЭССР. — Изв. АН ЭССР. Хим. Геол., 1974, т. 23, № 1, с. 65—71.

- Saarse L. A. Особенности условий залегания, состава и формирования озерно-ледниковых глинистых отложений Южной Эстонии. — Автореф. канд. дис. Вильнюс, 1978.
- Clayton, L., Cherry, J. A. Pleistocene superglacial and ice-walled lakes of West-Central North America. — In: Glacial geology of the Missouri Coteau and adjacent areas. Grand Forks, North Dakota, 1967, p. 44—56.
- Hang, E., Karukäpp, R. Otepää kõrgustiku pinnavormistik. — Rmt.: Eesti NSV saar-kõrgustike ja järvenõgude kujunemine. Tln., 1979, 42—65.
- Liestøl, O. Glacier dammed lakes in Norway. — Norsk. Geograf. Tidsskr., 1955, p. 122—149.
- Pirrus, E., Saarse, L. Tekstuurid jääpaisjärve savide tekketingimuste peegeldajana. — Rmt.: Eesti NSV saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine. Tln., 1979, 182—192.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
29/XII 1978

Leili SAARSE

JÄÄJÄRVELISTE SAVIKATE SETETE LEVIK JA LASUMUSTINGIMUSED LOUNA-EESTIS

Artikkel sisaldab jääjärvesetete leviku skeemi ja liigituse ning lasumustingimuste lähema iseloomustuse.

Leili SAARSE

DISTRIBUTION AND CONDITIONS OF SEDIMENTATION OF LIMNOGLACIAL CLAYEY DEPOSITS IN SOUTH ESTONIA

A map has been drawn on the distribution of limnoglacial deposits of South Estonia, and a detailed characterization of various lithomorphogenetic types of clayey deposits has been given. It is concluded that at a lower hypsometric level there occur ice-dammed limnoglacial deposits — from 30 m up to 130 m. Ice-walled clayey deposits lie at a rather high hypsometric level — from 70 m in the Sakala Heights up to 318 m in the Haanja Heights. Limnoglacial deposits at the bottom of hummocky relief occupy an intermediate hypsometric position between the ice-dammed and ice-walled types of deposits. It has been proved that conditions of sedimentation of limnoglacial clayey deposits in South Estonia were variegated. Some data on older limnoglacial clayey deposits of this area have been given as well.