АНТО РАУКАС

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЭСТОНСКОЙ ССР

А. РАУКАС

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЭСТОНСКОЙ ССР

АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

А. РАУКАС

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЭСТОНСКОЙ ССР

ТАЛЛИН · «ВАЛГУС» 1978

552
Р 25

УДК 551.79(474.2)

Художник-оформитель Я. Сонн

Излагается материал о распространении, строении и формировании плейстоценового покрова на территории Эстонии и о вещественном составе отложений. Дается местная стратиграфическая схема и генетическая классификация плейстоценовых отложений. Рассматриваются рельеф поверхности коренных пород и вопросы неотектоники и анализируется их роль в формировании плейстоценовой толщи. Дается подробная литологическая характеристика отложений элювиального, органогенного, склонового, водного, гляциального и субаэрального парагенетических рядов. Рассматривается прикладное значение плейстоценовых отложений и затрагиваются связанные с ними вопросы охраны природы. Работа основывается на многолетних исследованиях автора и на обобщении результатов предшествующих исследований. Книга предназначена для широкого круга геологов, литологов и геоморфологов, занимающихся изучением четвертичных отложений. Табл. 25. Фототабл. 28. Рис. 72. Библ. 427 назв.

Р 20801—330
М 902(16)—78 23—78

© Издательство «Валгус», 1978

ВВЕДЕНИЕ

Плейстоценовые отложения распространяются в республике почти повсеместно. С ними связаны крупные месторождения строительных материалов, к ним приурочены грунтовые воды, они являются здесь доминирующими почвообразующими породами и наиболее частым основанием при возведении различных сооружений. Большую роль играют плейстоценовые отложения также в распределении атмосферных осадков на поверхностные и подземные воды, в регулировании режима и формирования состава последних. Грубообломочные отложения обусловливают каменистость сельскохозяйственных угодий и затрудняют их рациональное использование.

Широкое распространение плейстоценовых отложений и форм рельефа на рассматриваемой территории и вхождение их в сферу ежедневной деятельности человека во многом определили необходимость в появлении данной монографии. Систематизирование огромного, все возрастающего потока информации и обобщение новейших геологических и геоморфологических материалов в данной области знаний были необходимы также для решения или уточнения ряда актуальных, весьма дискуссионных проблем четвертичного лито- и морфогенеза (напр. для установления влияния рельефа поверхности коренных пород и неотектонических движений на формирование плейстоценовых образований и др.) и усовершенствования местной и региональной стратиграфической схем.

Для плейстоцена характерны крупные материковые оледенения, во время которых ледники покрывали значительную часть северного полушария. Выяснение динамики ледниковых покровов прошлого, былой палеогеографической обстановки и закономерностей формирования оставленных ледниками отложений и соответствующих им форм рельефа, как известно, представляет собой одну из наиболее важных проблем современной четвертичной геологии. Разработка ее даст наряду с другими результатами ключ к выяснению вопросов формирования и использования современных природных ландшафтов. В связи с этим наибольшее внимание в данной работе уделяется именно ледниковым отложениям.

Ввиду сложившихся традиций исследования, хорошей геологической изученности территории, наличия разнообразных по генезису и строению ледниковых отложений и форм рельефа, а также большого количества крупных карьеров и хорошо документированных и опробованных буровых скважин, территория Эстонии является особенно подходящим местом для изучения указанных выше актуальных проблем. Установленные здесь закономерности литогенеза, по всей вероятности, найдут подтверждение также и в других районах, территория которых в плейстоцене была покрыта ледниками.

Изучение плейстоценовых отложений территории республики началось в середине прошлого столетия. Образования эти изучались неодинаково детально и с разных точек зрения: генетической, литологической, стратиграфической, палеогеографической, инженерно-геологической, гидрогеологической и др. В целом же проблема строения и формирования плейстоценового покрова до сих пор была изучена слабо. Все это в совокупности с недостаточно разработанной и согласованной методикой исследования затормозило развитие теоретических представлений и нанесло ущерб делу геолого-геоморфологического картирования и поискам полезных ископаемых, приуроченных к плейстоценовым отложениям. Таким образом, необходимость обобщения накопленного фактического материала по плейстоценовым образованиям Эстонии вызвана потребностями как науки, так и практики.

Объем плейстоцена в книге рассматривается в соответствии с рекомендациями Четвертичной секции Прибалтийской РМСК от 26 мая 1970 г. Согласно региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Прибалтики (Вайтекунас, 1971), нижняя граница плейстоцена проводится под дзукийскими ледниковыми отложениями. Этим указанная схема несколько отличается от принятой в 1963 г. унифицированной региональной схемы четвертичных отложений Европейской части СССР (см. табл. 6 на с. 150). Верхняя граница плейстоцена проводится между пыльцевыми зонами DR_3 и PB. В это время на территории Эстонии произошли наиболее резкие изменения в развитии растительного покрова и литологии отложений (Орвику, 1958б и др.).

Несмотря на наличие местной и региональной стратиграфических схем плейстоценовых отложений (см. табл. 7 на с. 152), в настоящей книге все же используются названия стратиграфических подразделений унифицированной схемы, более широко известной и поэтому облегчающей чтение книги.

За методическую основу нами были приняты фациально-литологический и геоморфологический анализы с широким привлечением палеонтолого-стратиграфических и геохронологических данных. Из литолого-минералогических методов применялись почти все имеющиеся в данное время в распоряжении исследователя основные виды анализа.

При описании слоистости и других текстурных особенностей отло-

жений использовались рекомендации и классификации Л. Ботвинкиной (1962, 1965), а при определении гранулометрического состава отложений применялась классификация, разработанная автором (Raukas, 1964, 1965). Морены изучались так называемым объемным методом, предложенным С. Яковлевой (1955, 1957) и приспособленным к условиям Эстонской ССР автором (Раукас, 1961б, 1962а).

Так как литолого-минеральный состав плейстоценовых отложений характеризуется значительным непостоянством, то при отборе проб для анализа применялся, по мере возможности, бороздовый метод опробования. Длина борозд зависела от типа отложений, характера слоистости, мощности отдельных слоев, размеров обнажения, выхода керна и ряда других условий. Если по соображениям технического или иного характера применять бороздовый способ было невозможно, то использовался точечный способ опробования.

С целью определения необходимого для получения достоверных результатов исходного веса разнородных образцов, подвергавшихся гранулометрическому анализу, автором были произведены опытные исследования (Раукас, 1965а; Раукас, Рейнтам, 1965). При гранулометрическом анализе использовалась комбинированная методика. Основным методом изучения зернистости отложений был ситовый анализ. Алевритовые отложения анализировались в основном методом Сабанина, а глинистые — методом Робинсона (пипеточный метод). При сведении результатов, полученных разными методами в ходе полевых и камеральных исследований, учитывались рекомендации А. Лисицына (1965). Литолого-минералогические анализы (иммерсионный, термический, химический и прочие) выполнялись по стандартной методике.

Основными источниками фактического материала по вещественному составу отложений для данной работы послужили полевые и лабораторные исследования, проведенные самим автором. В период 1958—1975 гг. им было детально описано и опробовано на территории республики свыше 500 обнажений и скважин плейстоценовых отложений, получены результаты нескольких тысяч гранулометрических и различных литолого-минералогических анализов. В работе использованы также результаты средне- и крупномасштабной геологической и почвенной съемок и разведочных работ, выполненных различными организациями, главным образом экспедициями и партиями Управления геологии Совета Министров Эстонской ССР. Часть аналитических работ выполнена по заказу в Московском (палеонтологическое изучение морен) и Тартуском (рентгеноструктурный анализ) госуниверситетах. Датировки абсолютного возраста (по C^{14}) органических остатков выполнены в основном Я.-М. Пуннингом в лабораториях Института геологии и Института зоологии и ботаники АН ЭССР, палинологические анализы — Э. Лийвранд.

При проведении аналитических работ и оформлении книги автору

оказывали помощь многие коллеги, причем наиболее значительным являлся вклад инженеров М. Вийдинг, Э. Мартин и лаборантов Л. Кессел и А. Ронк. Автор глубоко признателен К. Каяку из Управления геологии СМ ЭССР за предоставление кернового материала из опорных буровых скважин Южной Эстонии, Р. Карукяпп, А. Мийделу и Э. Ряхни за обсуждение результатов и помощь в ходе полевых исследований, Э. Лийвранд за предоставление некоторых еще не опубликованных палинологических диаграмм и за их интерпретацию, Х. Кукк — за английский перевод резюме и подрисуночного текста и Х. Вийдингу — за полезные научные консультации. Особенно благодарен автор ответственному редактору книги академику АН ЭССР К. Орвику за многие ценные советы и критические замечания.

1. КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ

Начало изучения плейстоценовых отложений на рассматриваемой территории уходит в прошлое более чем на одно столетие. С тех пор опубликовано огромное число работ. Останавливаться на всех этих работах здесь нет необходимости, так как они в аннотированном виде изложены в специальных выпусках издания «Геологическая изученность СССР», т. 50, «Эстонская ССР» (изданы в 1968, 1972, 1973, 1974, 1977 годах). В этих выпусках подробно охарактеризованы также вопросы истории изучения плейстоценовых отложений, эволюция взглядов на формирование плейстоценового покрова и другие проблемы четвертичной геологии Эстонии. Поэтому в данной главе лишь кратко рассматриваются исторически сложившиеся этапы изучения геологии плейстоцена республики (появление первых публикаций, вторая половина XIX столетия, начало XX века, годы буржуазной Эстонии, годы Великой Отечественной войны и восстановления народного хозяйства республики, последнее пятнадцатилетие).

Плейстоценовые отложения и формы рельефа Эстонии, образование которых объясняли в то время дрифтовой теорией и называли их дилювиальными, впервые упоминались в литературе уже в первой половине XIX в. В 1830 г. М. Энгельгардт и Э. Ульпрехт (Engelhardt, Ulprecht, 1830) составили первую геологическую карту Эстонии вместе с геологическим разрезом по линии Таллин—Тарту—Отепя—Хаанья, на которой были изображены как коренные, так и покрывающие их отложения. Однако более целеустремленное изучение плейстоценовых отложений началось все же позднее, в пятидесятых-семидесятых годах XIX века, когда была разработана и утвердилась теория материковых оледенений.

Одним из первых в мире исследователей, вполне определенно говоривших о материковых оледенениях, был академик Ф. Шмидт (табл. I, 1). К убеждению о существовании былых мощных материковых оледенений он пришел прежде всего на основании изучения четвертичных отложений и форм рельефа Эстонии, в частности Северной Эстонии (Schmidt, 1865 и др.). Ф. Шмидт был в свое время лучшим знатоком геологии четвертичного периода Северной Прибалтики, и многие его выводы не потеряли своей научной ценности также и в наши дни. Он занимался исследованиями на рассматриваемой территории свыше полувека и разрешил многие вопросы гляциальной геологии Эстонии, а также соседних районов. Ф. Шмидт неоднократно останавливался на вопросах стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Северной Эстонии и выделил в пределах последнего время общего

распространения ледникового покрова, время таяния крупного ледника и время окончательного исчезновения ледников и широкого распространения пресноводных озер.

Среди местных гляциальных образований Ф. Шмидт выделил ледниковые, речные-ледниковые и озерно-ледниковые отложения и формы рельефа, а также объяснил ход их формирования. Он первым дал литологическую характеристику основной морены Северной Эстонии и ввел в геологическую литературу термин «рихк» в качестве местного названия локальной морены (Schmidt, 1865), уточнил исходные районы распространения валунов, встречающихся в моренах, и указал на значительную роль коренных пород в образовании цвета и состава морены (Schmidt, 1883, 1894).

В ряде своих работ Ф. Шмидт охарактеризовал рельеф поверхности коренных пород и отметил значение коренного рельефа в дальнейшем геологическом развитии территории. При описании ледниковых шрамов и озов, он обратил вимание на частое совпадение их простирания. Образование озов он истолковал вполне правильно — они сформировались в ледниковых реках в результате перемывания основной морены. Ф. Шмидт неоднократно подчеркивал, что в ходе освобождения Северной Эстонии от ледникового покрова и в последующий за этим период большие территории ее были залиты водами приледниковых озер, в которых отлагались ленточные глины.

Вопросы четвертичной геологии рассматриваются Ф. Шмидтом более чем в 50 сообщениях и статьях и поэтому проанализировать все его выводы в настоящем кратком обзоре не представляется возможным. Тем более, что Ф. Шмидт работал над вопросами геологии плейстоценовых отложений Эстонии в течение очень длительного периода и за это время в его взглядах произошли довольно значительные изменения. К тому же подробный анализ работ Ф. Шмидта по четвертичной геологии Эстонии уже опубликован К. Орвику (1958а).

Многие вопросы ледниковой геологии Эстонии, относящиеся к данному этапу, затрагивались также в работах К. Гревингка (табл. II, 2). Он предложил схему стратиграфического подразделения четвертичных отложений Прибалтики; указал на тесную зависимость характера морены от состава подстилающих коренных пород и длительности переноса моренного материала в леднике; впервые выделил на рассматриваемой территории разновозрастные морены и дал краткую петрографо-минеральную характеристику их; уточнил исходные области эрратического валунного материала и позднеледниковую историю рассматриваемой территории; привел данные о распространении и генезисе ледниковых форм рельефа и т. д. (Grewingk, 1861, 1865). Следует отметить, что серую морену в Северной и красную в Южной Эстонии он ошибочно считал разновозрастными и отметил, что более молодая морена, соответствующая красной морене в Южной Эстонии, в Северной отсутствует или распространяется на ограниченной территории.

Заслуживают внимания также исследования Г. Гельмерсена (Helmersen, 1869 и др.) об эрратических валунах и дилювиальных образованиях, Г. Гольма (1894) о строении и генезисе озов, А. Натгорста (Nathorst, 1891) о распространении позднеледниковой растительности, Т. Зенфа (Senff, 1879) о химическом составе и карбонатности разновозрастных морен республики и многие другие.

Ф. Шмидт, К. Гревингк и отмеченные выше другие исследователи рассматриваемого периода проявили исключительную прозорливость —

их работами была заложена прочная методологическая основа для дальнейшего изучения геологии плейстоцена на территории Эстонии.

В конце XIX и в начале XX столетия наметился некоторый упадок интереса ученых к вопросам геологии плейстоцена. Среди геологов-исследователей этого периода ярко выделяется Х. Хаузен (Hausen, 1912, 1913а, б; табл. IV, 4), который составил первую схему отмирания ледникового покрова в Прибалтике; детально рассмотрел строение и образование разных ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа (озов, друмлинов, холмисто-моренного рельефа, камов, флювиогляциальных дельт, зандров); указал на перспективность изучения руководящих валунов для решения многих вопросов палеогеографии плейстоцена, а также составил ряд содержательных карт плейстоценовых отложений и форм рельефа Прибалтики.

В буржуазной Эстонии систематические исследования плейстоценовых образований не велись. Отсутствовали и специальные научно-исследовательские учреждения геологического профиля. Лишь в 1937 году был образован Государственный геологический комитет, который провел в 1938—1940 годах крупномасштабную геологическую съемку четвертичных отложений в Юго-Восточной Эстонии и некоторые другие геологические работы, связанные с изучением четвертичных отложений. С 1937 года приступил к работе Институт природных ресурсов, в рамках которого велись различные прикладные исследования, например по выяснению запасов балластного материала, в частности во флювиогляциальных отложениях. Основная научно-исследовательская работа по четвертичной геологии велась в эти годы на кафедрах геологии и географии Тартуского университета и по линии Общества естествоиспытателей при Тартуском университете.

В 1935 году членами секции геологии и географии Общества естествоиспытателей под руководством А. Таммеканна была составлена карта четвертичных отложений Эстонии в масштабе 1 : 200 000 в соответствии с легендой, предусмотренной ИНКВА для карты четвертичных отложений Европы. Карта эта имела большое значение для дальнейшего развития исследований по плейстоценовой геологии Эстонии.

Много фактического материала по ледниковым образованиям было собрано Краеведческой комиссией при Эстонском литературном обществе, которое с 1925 по 1939 год издало восемь томов сборника «Эстония (географическое, народнохозяйственное и историческое описание уездов Эстонии)». Отдельные геолого-геоморфологические обобщения содержатся также в однотомном сборнике «Эстония», вышедшем в 1926 году, и в других изданиях.

Несмотря на некоторые успехи, достигнутые в изучении плейстоценовых образований, уровень литологических работ был довольно низким. Так, изучение ледниковых отложений ограничивалось в основном визуальными наблюдениями и описанием разрезов общего характера. Только в конце 30-х годов был по-существу внедрен гранулометрический метод исследования и по инициативе К. Орвику было начато изучение морен количественными методами.

Более широко и полно изучались плейстоценовые формы рельефа. Прежде всего следует отметить составленную И. Гранэ (табл. III, 3) в 1922 году обзорную карту ледниковых аккумулятивных форм рельефа Эстонии в масштабе 1 : 1 000 000, на которой показаны три разнотипные зоны гляциального рельефа (Granö, 1922). Уровни позднеледниковых водоемов на территории Северной Эстонии и вопросы дегля-

циации этой же территории в конце двадцатых годов были значительно уточнены В. Рамзеем (Ramsay, 1929).

Работы И. Гранэ и В. Рамзея в тридцатых годах получили дальнейшее развитие в трудах А. Таммеканна (Tammekann, 1926, 1935, 1938, 1940a, b, 1949), который составил новую схему геоморфологического районирования Эстонии, выделил отдельные краевые ледниковые зоны (Хаанья, Отепя, Ийзаку-Тарту, Северной и Северо-Западной Эстонии) и значительно уточнил ход отступания ледника с территории Эстонии. К. Янсон-Орвику, А. Лаази, Э. Маркусом, А. Луха и другими исследователями были описаны разные ледниковые формы рельефа (конечные морены, друмлины, озы, камы и т. д.). Э. Краусом (Kraus, 1928) делались попытки корреляции краевых ледниковых зон Северной Прибалтики с краевыми зонами на соседних территориях. Он впервые обратил внимание на лопастное движение ледников и высказал оригинальные (однако, весьма дискуссионные) предположения касательно формирования ледниковых лопастей и расположения краевых образований, причем первостепенное значение он придавал дифференцированным тектоническим движениям земной коры во время существования ледников.

Была значительно уточнена также стратиграфическая схема четвертичных отложений. Если до 1939 года отсутствовали непосредственные данные, которые позволили бы говорить о множественности оледенений или о стадиях оледенения на территории республики, то после открытия и описания К. Орвику (Orviku, 1939, 1944) озерно-болотных межледниковых отложений в Рынгу и Карукюла и межстадиальных отложений в ряде пунктов Отепяской возвышенности впервые открылась возможность для детализации местной стратиграфической схемы и проведения региональных сопоставлений. Ценные данные были опубликованы также по стратиграфии надморенных позднеледниковых отложений (Thomson, 1935 и др.) и об остатках крупных плейстоценовых млекопитающих (И. Лепиксаар).

Новый этап в изучении геологии плейстоцена наступил в Эстонии в связи с восстановлением Советской власти. Однако начатые разносторонние исследования были прерваны оккупацией территории Эстонской ССР фашистскими войсками летом 1941 года. В 1944 году, после освобождения территории республики, когда были начаты работы по восстановлению народного хозяйства и широко развернулось строительство, было приступлено к планомерной комплексной геологической, гидрогеологической и почвенной съемке территории Эстонии, в ходе которой было собрано много фактического материала и по плейстоценовым образованиям.

Наряду с решением прикладных задач много внимания уделялось также теоретическим вопросам. Наиболее выдающиеся результаты в изучении геологии плейстоцена в послевоенные годы были достигнуты К. Орвику. Им в начале пятидесятых годов была составлена сводка по геологии четвертичного периода Эстонской ССР *, в которой обобщены все накопленные к этому времени данные по стратиграфии отложений, геоморфологии и геологическому развитию территории Эстонии в четвертичном периоде. Под научным руководством К. Орвику и при его непосредственном участии были составлены следующие карты:

---

* К. К. Орвику. Объяснительная записка к геологической карте четвертичных отложений ЭССР. 1953. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР.

сводная геоморфологическая, четвертичных отложений, мощностей четвертичных отложений и рельефа коренных пород республики. На основе материалов вышеуказанной сводки К. Орвику были написаны для 28-го тома «Геологии СССР (Эстонская ССР)», вышедшего из печати в 1960 году, следующие разделы: Четвертичная система; Геоморфология; История геологического развития и палеогеографии территории Эстонской ССР в четвертичное время. В этих разделах освещены все основные проблемы геологии плейстоцена республики.

К. Орвику явился также инициатором проведения в республике литологических исследований плейстоценовых отложений. После войны им было продолжено изучение литологического состава морен (Орвику, 1958в, 1961б). В связи с этим под руководством К. Орвику было приступлено также к изучению распространения и петрографии кристаллических эрратических валунов Эстонии. Результаты этих исследований изложены в работах Х. Вийдинга (1957; Viiding, 1955, 1957).

Наиболее крупные успехи в изучении геологии плейстоцена Эстонии были достигнуты в течение последних пятнадцати лет. По сравнению с более ранними этапами в эти годы значительно расширилась тематика исследований и возросло количество обобщающих работ. В этом немалую роль сыграло усовершенствование методики, в том числе углубление палинологического анализа до видовых определений пыльцы и спор, применение радиокарбонового и других методов. Комплексная оценка разносторонних материалов и большое количество заложенных новых буровых скважин позволили более детально, чем это было возможно до сих пор, произвести сопоставление плейстоценовых образований на больших территориях и охарактеризовать палеогеографическую обстановку во время разных этапов плейстоцена. В этот период широко проводились, главным образом Управлением геологии Совета Министров Эстонской ССР, основанным в 1957 году, также крупно- и среднемасштабные геолого-съемочные и поисково-разведочные работы.

В ходе геолого-съемочных работ удалось установить большую мощность (местами более 200 м) четвертичных отложений в ряде районов Эстонии. Впервые был поднят вопрос о наличии в пределах республики моренных горизонтов не только среднего, но и нижнего плейстоцена. Были детально описаны межморенные разрезы (Орвику, Пиррус, 1965; Лийвранд, 1972а, 1974 и др.) и уточнены, таким образом, вопросы стратиграфии плейстоценовых отложений. Много внимания уделялось изучению краевых ледниковых образований и связанных с ними отложений (Карукяпп, 1975; Каяк, 1963, 1965а; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971 и др.), а также сопоставлению их с краевыми образованиями на соседних территориях (Серебрянный, Раукас, 1966, 1967 и др.). При изучении отступания материкового льда последнего оледенения выяснились также новые закономерности в распространении приледниковых озер на территории республики (Пярна, 1960, 1962; Раукас, Ряхни, 1969; Ряхни, 1963) и была установлена связь этих водоемов с синхронными водоемами на соседних территориях (Квасов, Раукас, 1970 и др.). Большие успехи были достигнуты в изучении вещественного состава плейстоценовых отложений, особенно морен (Орвику, 1958в, 1961б; Раукас, 1972 и др.) и ленточных глин (Пиррус, 1968 и др.). Обработка аналитических данных нередко производилась с помощью методов математической статистики, успешно применялась и электронно-вычислительная техника (Паап, 1969).

Изложенные выше данные свидетельствуют о значительном успехе, достигнутом в изучении плейстоценовых отложений республики. Исследования по геологии плейстоцена Эстонии вначале были посвящены в основном лишь отдельным частным вопросам и сравнительно слабо связаны с региональными исследованиями. В работах последнего этапа уже наблюдается тенденция к широкому обобщению накопленного богатого фактического материала для выяснения палеогеографической обстановки осадконакопления и стратификации разрезов с целью обеспечения геологической съемки и поисков, а также разных исследований в области смежных наук полноценной геологической основой. К числу таких обобщающих работ относится и данная книга.

2. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД, ПОВЛИЯВШИХ НА ФОРМИРОВАНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Плейстоценовые отложения республики образовались из пород Балтийского щита и осадочного чехла его южного обрамления (рис. 1). Для установления роли отдельных исходных областей и типов пород в формировании состава плейстоценового покрова в данной главе в сжатой форме приводятся сведения об исходных породах, причем основное внимание уделяется свойствам, предопределяющим ход плейстоценового литогенеза. Дается литолого-минералогическая характеристика отдельных стратиграфических подразделений и фациальных зон пород осадочного чехла; перечисляются руководящие минералы и породы; отмечаются устойчивые и малоустойчивые к эрозионно-денудационным процессам типы пород; приводятся данные о тектоническом строении палеозойской осадочной толщи. Кратко рассматриваются коренные породы кристаллического фундамента на территории Южной Финляндии и дна Балтийского моря, в частности в Ботническом и Финском заливах, откуда поступала основная часть эрратического материала плейстоценовых отложений.

2.1. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ ЭСТОНИИ

Докембрийский кристаллический фундамент Эстонии, сложенный разными магматическими и метаморфическими породами архея и протерозоя (Варданянц, 1960; Побул, 1962; Полякова, Побул, 1960; Maasik, 1961 и др.), залегает в пределах республики сравнительно неглубоко: в северной части территории в основном на глубине от —97 до —200 м и в южной погружается до глубин порядка —700 м.

На территории Эстонии в фундаменте встречаются складчатые системы северо-западного (протягиваются по линии Палдиски—Тюри—Тарту—Псков и состоят в основном из гнейсов), субширотного и северо-восточного простирания, которые являются продолжением структур свекофенид Финляндии. Согласно Э. Побула (1962), наиболее древняя из них (архейская) северо-западная и наиболее молодая (протерозойская) — северо-восточная складчатая система. На основе детальных

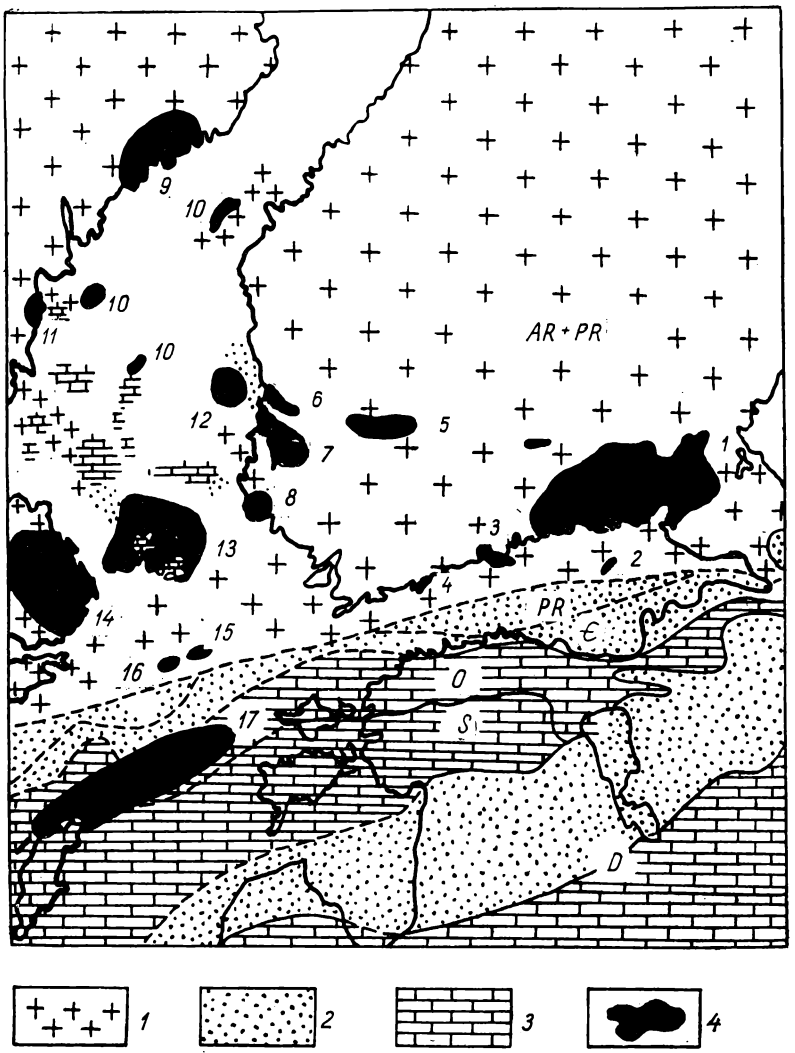


Рис. 1. Схема распространения пород Балтийского щита и осадочного чехла его южного обрамления, оказавших влияние на формирование плейстоценовых отложений Эстонии. Составлена по материалам В. Велтхейма, Б. Винтерхалстера, Х. Вяюрюнена, Х. Вийдинга, Б. Афанасьева, Ф. Волколакова и других.

I — кристаллические, II — терригенные песчано-алевритовые и глинистые, III — карбонатные породы; IV — выходы важнейших типов руководящих пород: 1 — рапакиви, граниты и порфиры Выборгского массива; 2 — кварцевые порфиры о. Суурсаари (Гогланд); 3 — уралитовые порфириты Пеллинге; 4 — хельсинкиты; 5 — уралитовые порфириты Таммела; 6 — оливиновые диабазы Сатакунта; 7 — граниты и рапакиви Лайтилаского массива; 8 — граниты и рапакиви Вехмааского массива; 9 — гнейсы Ангерманланда; 10 — рапакиви со дна Ботнического залива; 11 — руководящие валуны из района Родо и Ально; 12 — кварцевые порфиры и гранофиры со дна Ботнического залива; 13 — граниты, рапакиви и порфиры Аланда; 14 — граниты Стокгольма и Упсалы; 15 — красный кварцевый порфир со дна Балтийского моря; 16 — бурый кварцевый порфир со дна Балтийского моря.

Fig. 1. Distribution of the Baltic Shield rocks and the sedimentary cover of its southern slope, having influenced the accumulation of the Pleistocene deposits in Estonia:

I — crystalline rocks, II — terrigenous sandy-aleuritic and clayey rocks, III — carbonate rocks, IV — outcrops of the indicator rocks; 1 — rapakivi, granites and porphyries of the Vyborg Massif, 2 — quartz porphyries from Suursaari (Hogland) Isle, 3 — uralitic porphyrites from Pellinge, 4 — Helsinkites, 5 — uralitic porphyrites from Tammela, 6 — olivine diabases from Satakunta, 7 — granites and rapakivi from the Laitilla massif, 8 — granites and rapakivi from the Vehmaa Massif, 9 — gneisses from Angermannland, 10 — rapakivi from the bottom of the Bothnian Gulf, 11 — indicator boulders from Rödo and Alnö, 12 — quartz porphyries and granophyres from the bottom of the Bothnian Gulf, 13 — granites, rapakivi and porphyries from Åland, 14 — Stockholm and Uppsala granites, 15 — red quartz porphyry from the bottom of the Baltic Sea, 16 — brownish quartz porphyry from the bottom of the Baltic Sea. The scheme is based upon the data of V. Veltheim, B. Winterhalter, H. Vayrynen, H. Viiding, B. Afanasyev, F. Volkolakov, a. o.

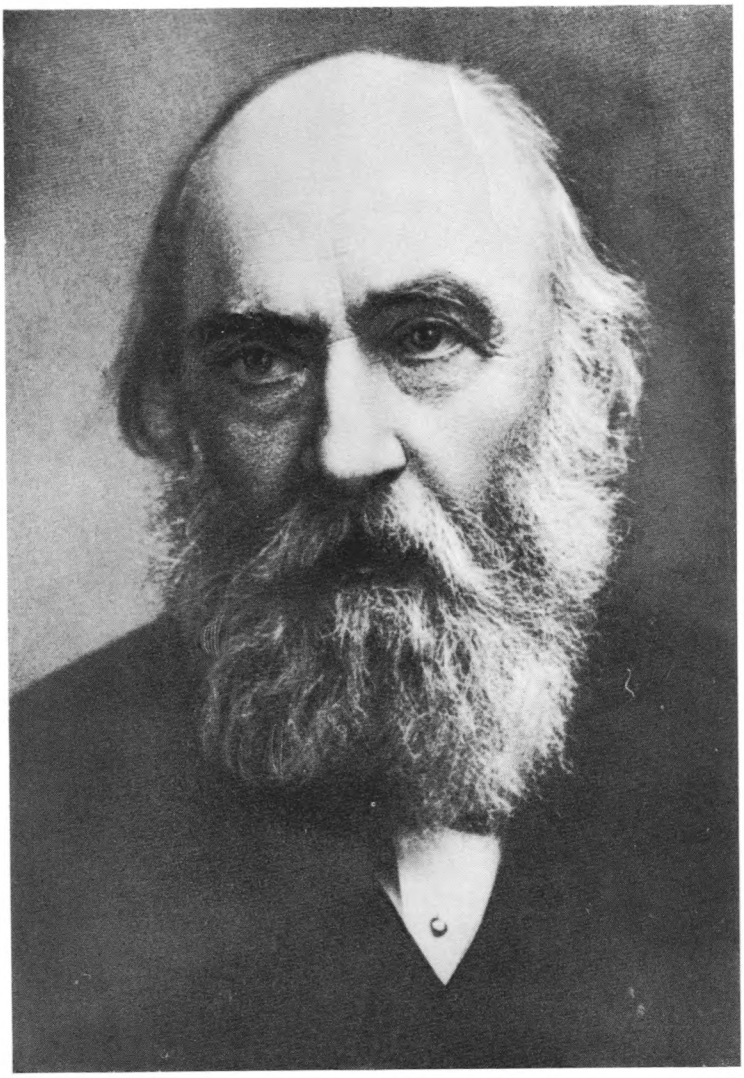


ТАБЛИЦА I

1. Фридрих Богданович **Шмидт** (1832—1908), действительный член Петербургской академии, основоположник геологии четвертичных и палеозойских отложений Эстонии, один из создателей теории материковых оледенений.

TABLE I

1. Carl Friedrich **Schmidt** (1832—1908) full member of the Peterburg Academy, founder of the Estonian Quaternary and Paleozoic Geology, one of the creators of the theory of the continental glaciations.

ТАБЛИЦА II

2. Константин Иванович **Гревингк** (1819—1887), профессор Тартуского университета, один из крупнейших исследователей и автор первой стратиграфической схемы четвертичных отложений Прибалтики.

TABLE II

2. Caspar Andreas Constantin **Grewingk** (1819—1887), professor of the Tartu University, famous investigator and the author of the first stratigraphic scheme of the Quaternary deposits of the East Baltic countries.

ТАБЛИЦА III

3. Профессор Ханс Магнус **Хаузен** (род. в 1884 г.) автор ряда выдающихся работ по четвертичной геологии разных стран мира.

TABLE III

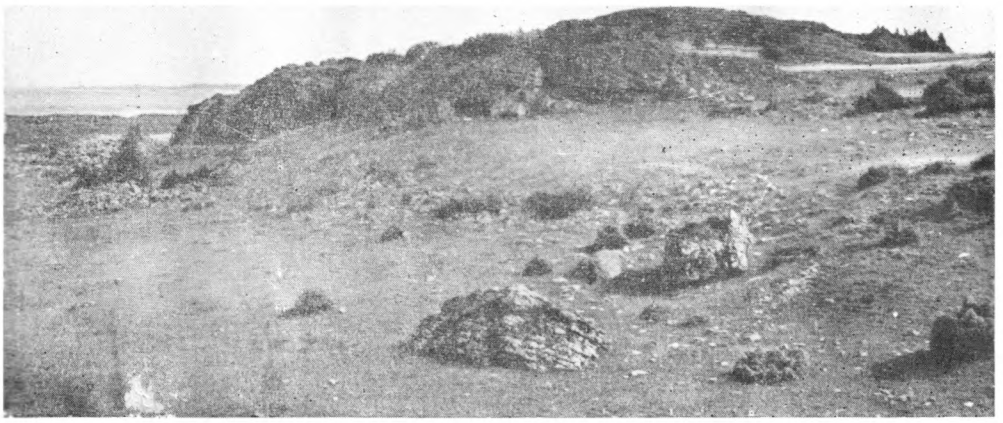
3. Professor Hans Magnus **Hausen** (born in 1884), author of several outstanding works in the Quaternary geology of different countries.

ТАБЛИЦА IV

4. Профессор Иоханнес Габриель **Гранэ** (1882—1956), создатель школы эстонских геоморфологов и ландшафтоведов.

TABLE IV

4. Professor Johannes Gabriel **Granö** (1882—1956), founder of the school of Estonian geomorphologists and landscape investigators.



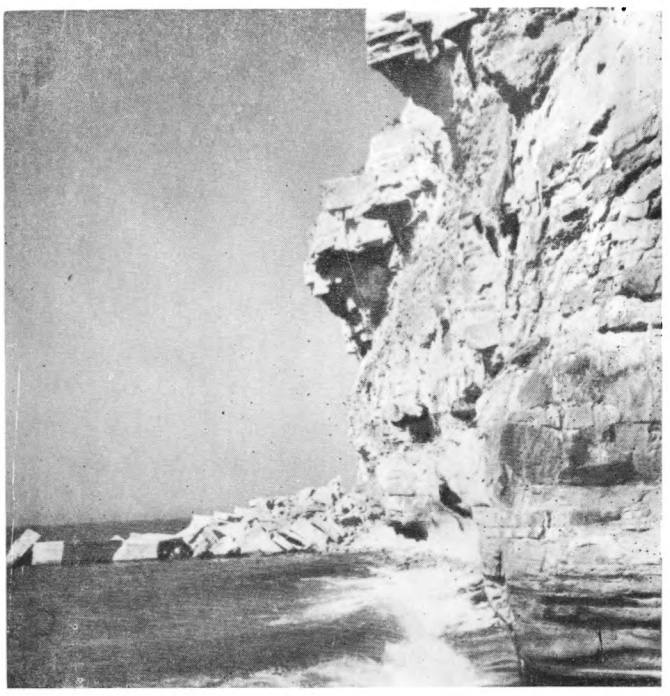


ТАБЛИЦА V

5. Устойчивые к эрозионно-денудационным процессам биогермы яагарахуского горизонта четко выделяются в современном рельефе в виде своеобразных скальных друмлинов. Раннанийди. Фото А. Аалоэ.
6. Северо-Эстонский (Балтийский) глинт на мысе Пакерорт. Фото К. Мююрисеппа.

TABLE V

5. Bioherms of Jaagarahu horizon, firm to denudation processes, emerge in contemporary relief as rocky drumlins. Rannaniidi. Photo by A. Aaloe.
6. The North-Estonian (Baltic) Glint at Pakerort. Photo by K. Müürisepp.

ТАБЛИЦА VI

7. Озерные впадины Южной Эстонии, расположенные в древних долинах. Рыуге. Фото П. Пяркма.
8. Открытая разработка фосфоритов на месторождении Маарду. Фото автора.

TABLE VI

7. A number of lake depressions in South-Estonia lie in ancient valleys. Lake Rõuge. Photo by P. Pärkma.
8. Open mining of phosphorites at Maardu. Photo by the author.

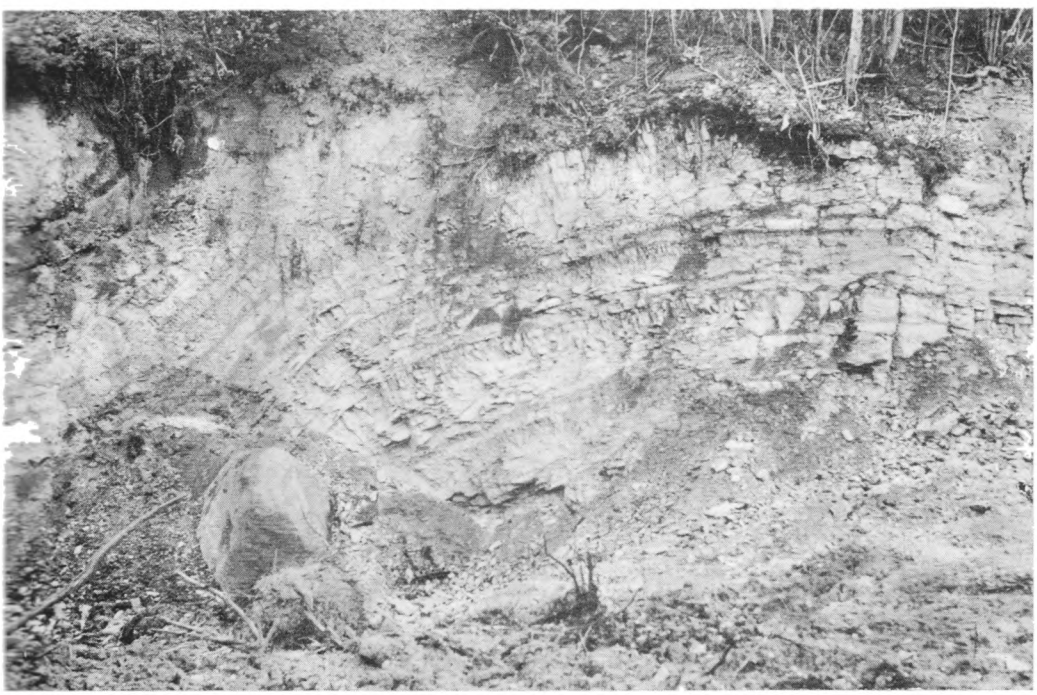


ТАБЛИЦА VII

9. Вайвараские Синие горы. Фото А. Мийдела.
10. Гляциотектонические нарушения на южном склоне Торнимяги (Вайвараские Синие горы). Над коренными породами и между ними (в левом верхнем углу фото) залегает морена. Фото автора.

TABLE VII

9. Blue Hills at Vaivara. Photo by A. Miidel.
10. Glaciotectonic disturbances on the southern slope of Tornimägi (Blue Hills at Vaivara). Till overlies or is embedded in the bedrock (in the upper left corner of the photo). Photo by the author.

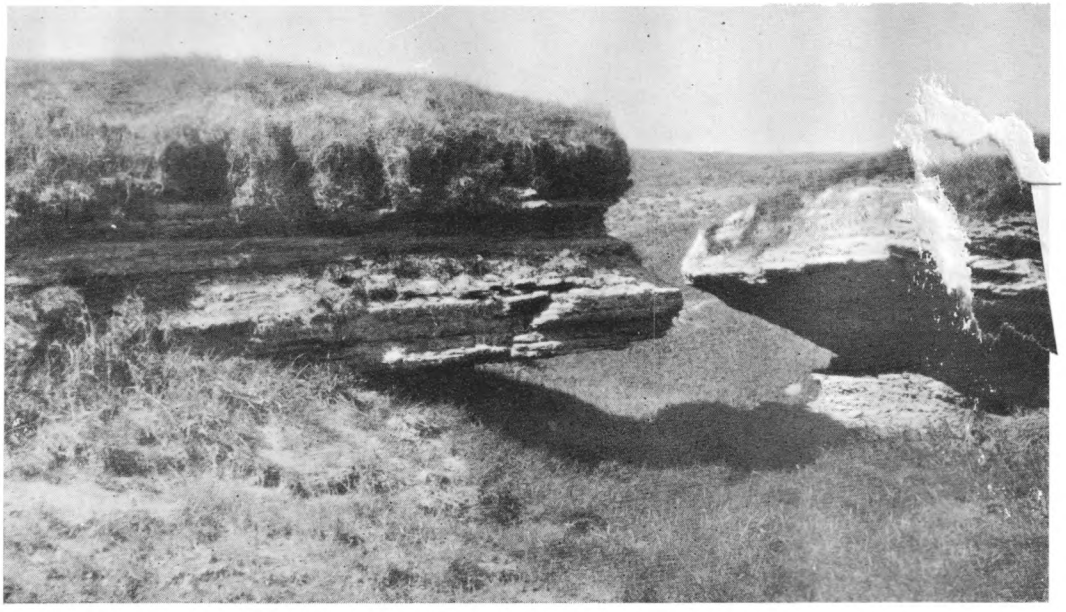


ТАБЛИЦА VIII

11. Острова и полуострова предглинтовой низменности изобилуют валунами. Алтья. Фото Э. Линкрус.
12. Карстовое поле Костивере. Фото А. Аалоэ.

TABLE VIII

11. Islands and peninsulas of the fore-glint lowland are rich in boulders. Altja. Photo by E. Linkrus.
12. Karst phenomena at Kostivere. Photo by A. Aaloe.

ТАБЛИЦА IX

13. Флювиогляциальная дельта Пюхамяэ. Фото автора.
14. Роэлаский оз (Пандивереская возвышенность). Фото А. Мийдела.

TABLE IX

13. Fluvioglacial delta at Pühamäe. Photo by the author.
14. Roela esker (on the Pandivere Heights). Photo by A. Miidel.

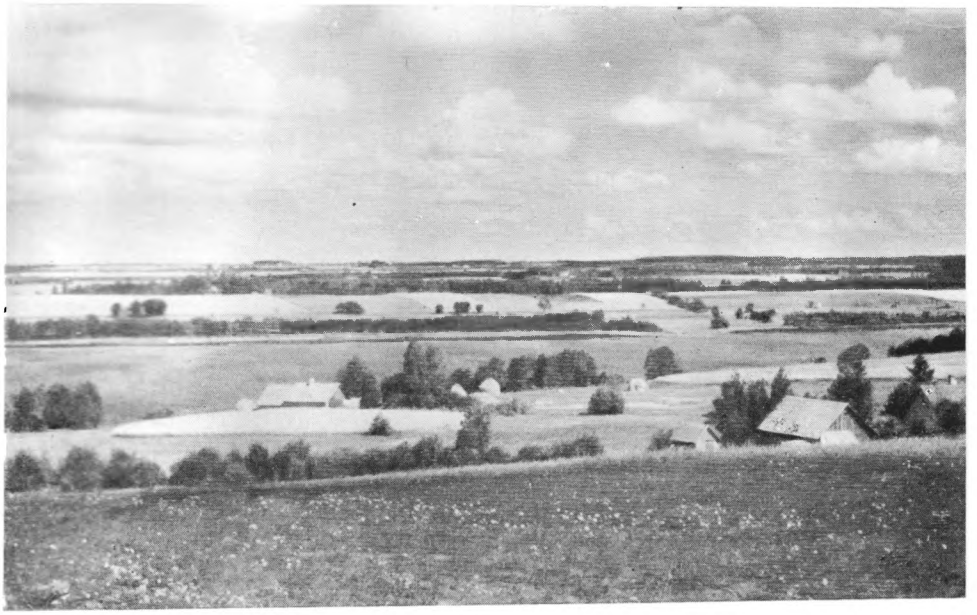


ТАБЛИЦА X

15. Характерный друмлинный рельеф Саадъярвского друмлинного поля (близ озера Саадъярв). Фото К. Орвику.
16. Мелкохолмистый грядовый рельеф в Мустояском камовом поле с ровными поверхностями холмов. Фото Р. Карукяпп.

TABLE X

15. Typical drumlin relief of the Saadjärv drumlin field (in the vicinity of the Saadjärv Lake). Photo by K. Orviku.
16. Glacial relief with small elongated hills of flat surface in the Mustoja kame field. Photo by R. Karukäpp.

17. Крупнохолмистый рельеф в центральной части Отепяской возвышенности близ Отепя. Фото И. Кала.

17. Relief of big hills in the central part of the Otepää Heights, in the vicinity of the town of Otepää. Photo by I. Kala.

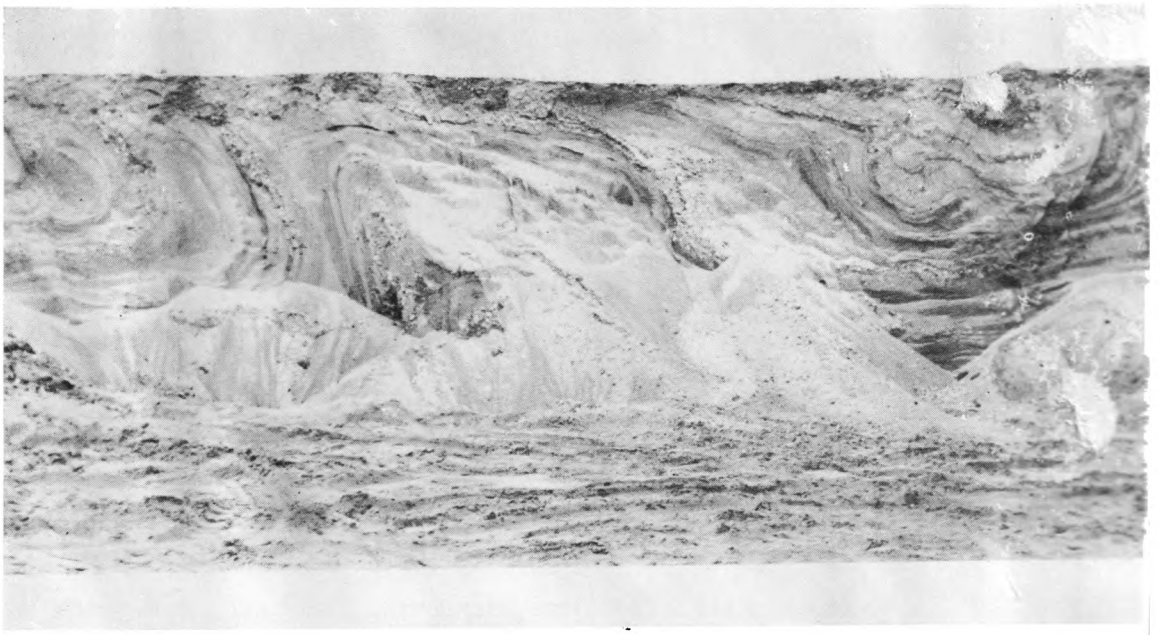


ТАБЛИЦА XI

18. Следы ледникового напора в холме Тулимяэ близ Валгута (Южная Эстония). Фото Р. Карукяпп.

TABLE XI

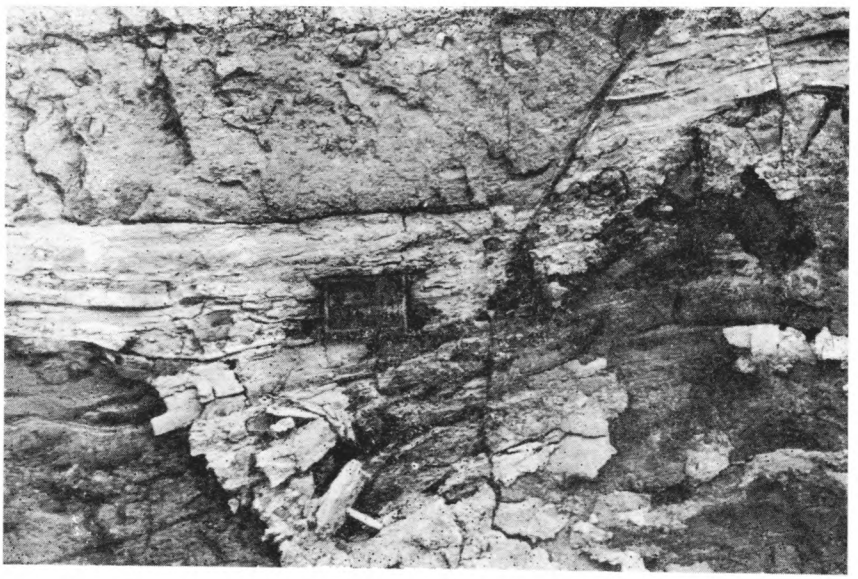
18. Traces of glacial push in the Tulimäe hill in the vicinity of Valguta (South Estonia). Photo by R. Karukäpp.

ТАБЛИЦА XII

19. Крупнохолмистый рельеф в центральной части Хаанъяской возвышенности (гора Суур-Мунамяги). Фото Б. Мурда.
20. Среднехолмистый рельеф близ Кайка (Карулаская возвышенность). Фото И. Кала.

TABLE XII

19. Relief of big hills in the central part of the Haanja Heights (Suur-Munamägi). Photo by B. Murd.
20. Relief of middle-sized hills in the vicinity of Kaika (Karula Heights). Photo by I. Kala.



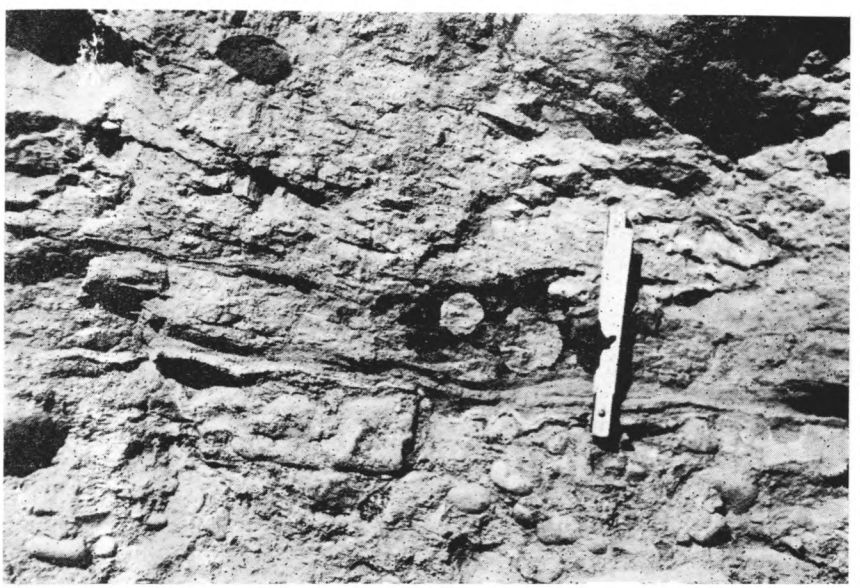


ТАБЛИЦА XIII

21. Сланцеватая морена в Силламяэ (Северная Эстония). Фото автора.
22. Плотная псевдослоистая морена на дистальном склоне конечной морены Вылумяги (Северная Эстония). Фото А. Мийдела.

TABLE XIII

21. Shaly till in Sillamäe (North Estonia). Photo by the author.
22. Compact false-bedded till on the distal slope of the Võlumägi end moraine (North Estonia). Photo by A. Miidel.

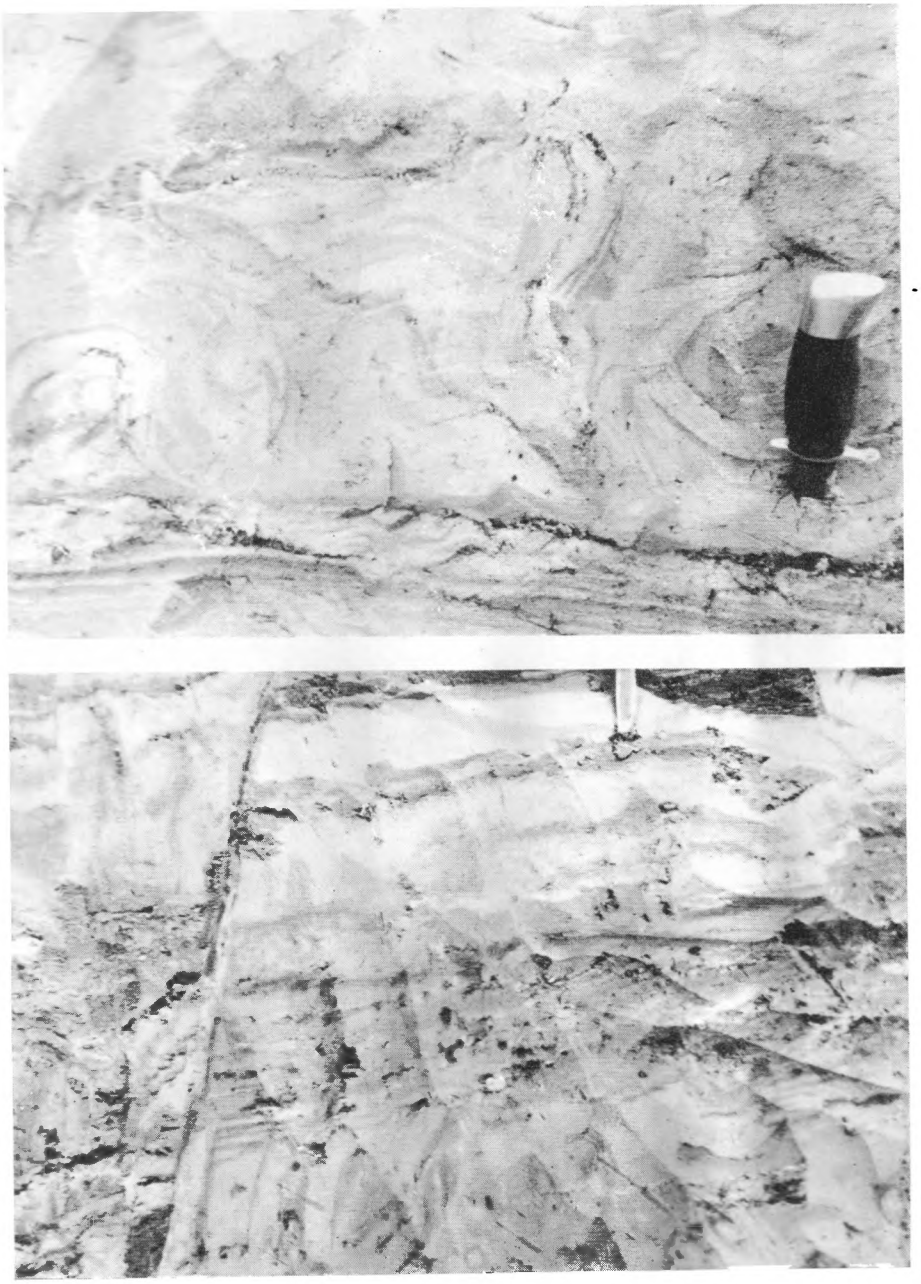


ТАБЛИЦА XIV

23. Криотурбации в водно-ледниковых отложениях в Кылтси (Средняя Эстония). Фото Р. Карукяпп.
24. Слоистая морена в холмистом рельефе близ Ныуни (Отепяская возвышенность). Фото Р. Карукяпп.

TABLE XIV

23. Cryoturbations in the aqueo-glacial deposits in Kõltsi (Central Estonian). Photo by R. Karukäpp.
24. Laminated till in the hilly relief in the vicinity of Nõuni (Otepää Heights). Photo by R. Karukäpp.

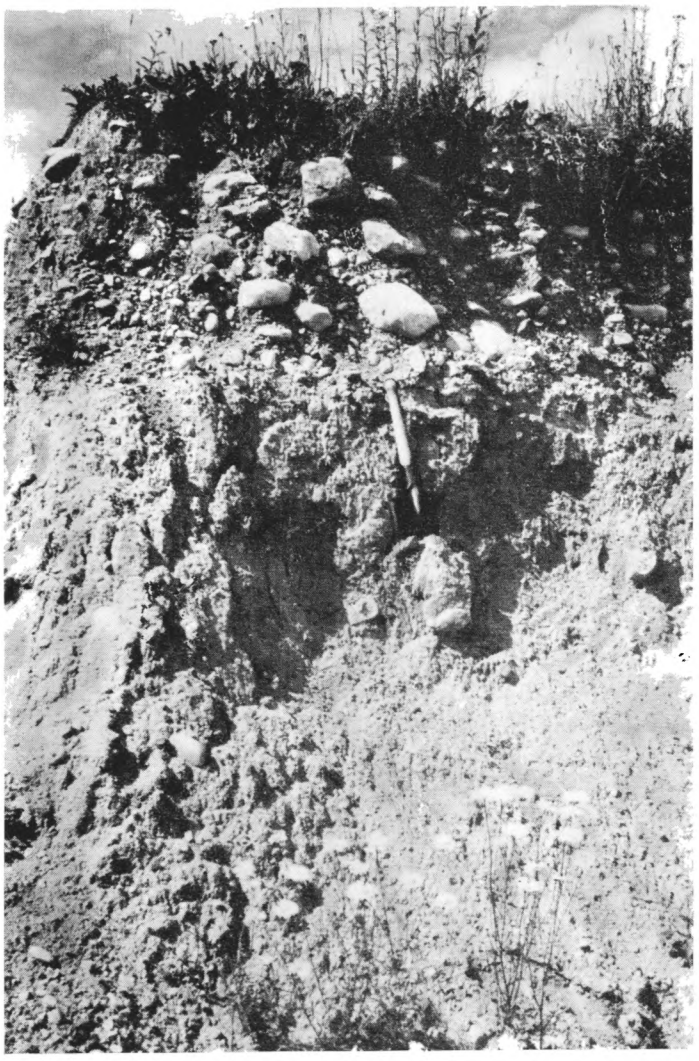


ТАБЛИЦА XV

25. Залегание абляционной морены на основной морене в Кяркна (Восточная Эстония). Фото автора.

TABLE XV

25. Occurence of the ablation till on the basal till in Kärkna (East Estonia). Photo by the author.

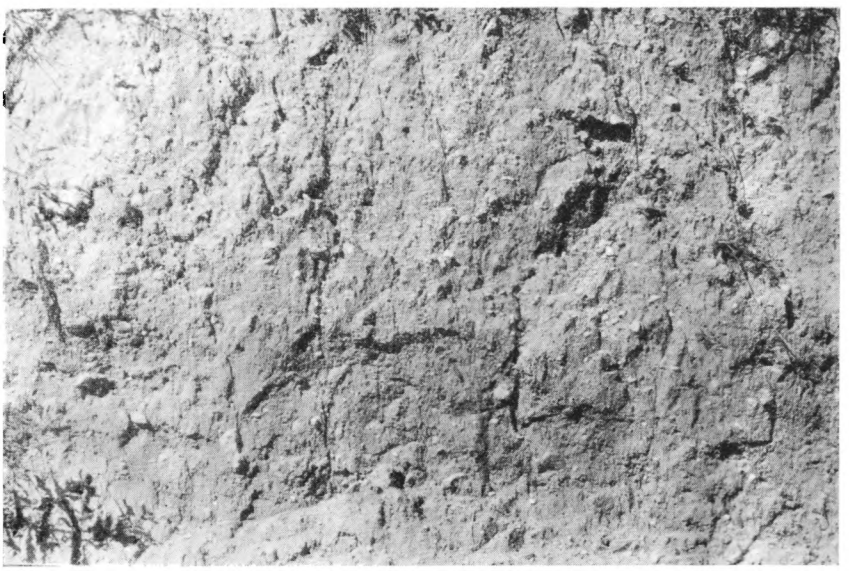


ТАБЛИЦА XVI

26. Богатая обломками карбонатных пород серая каменистая морена в Руйла (Северная Эстония). Фото автора.
27. Бедная крупнообломочными фракциями краснобурая морена в Пикру (Южная Эстония). Фото автора.

TABLE XVI

26. Grey stony till, rich in carbonates at Ruila (North Estonia). Photo by the author.
27. Reddish-brown till, poor in coarse fractions, at Pikru (South Estonia). Photo by the author.

геофизических исследований* предполагается, что фундамент раздроблен разновозрастными тектоническими разломами на отдельные блоки (рис. 2), испытывавшие перемещения и изгибовые деформации не только в докембрии, но и позже под влиянием тектонических напряжений, вызванных каледонскими и герцинскими горообразовательными процессами.

Выделенные по обобщенному характеру геофизических полей крупные блоки кристаллического фундамента на территории республики (Побул, Сильдвээ, 1973, 1975) представляют собой отдельные части региональных геофизических структур северо-запада Русской платформы (Лужский, или Новгородский, массив, Рижский, или Курземский, массив, Прибалтийский гранулитовый блок, или Белорусско-Балтийская зона складчатых систем) и ограничены глубинными разломами (рис. 2). Они, в свою очередь, подразделяются на более мелкие блоки разного порядка, которые также нередко отделены друг от друга разломами. Форма крупнейших из них (Отепяский, Харгла—Мынистеский, Ульясте—Йыхвиский, Тапаский и др.) сложная полигональная, а размеры достигают нескольких десятков километров в поперечнике (рис. 2).

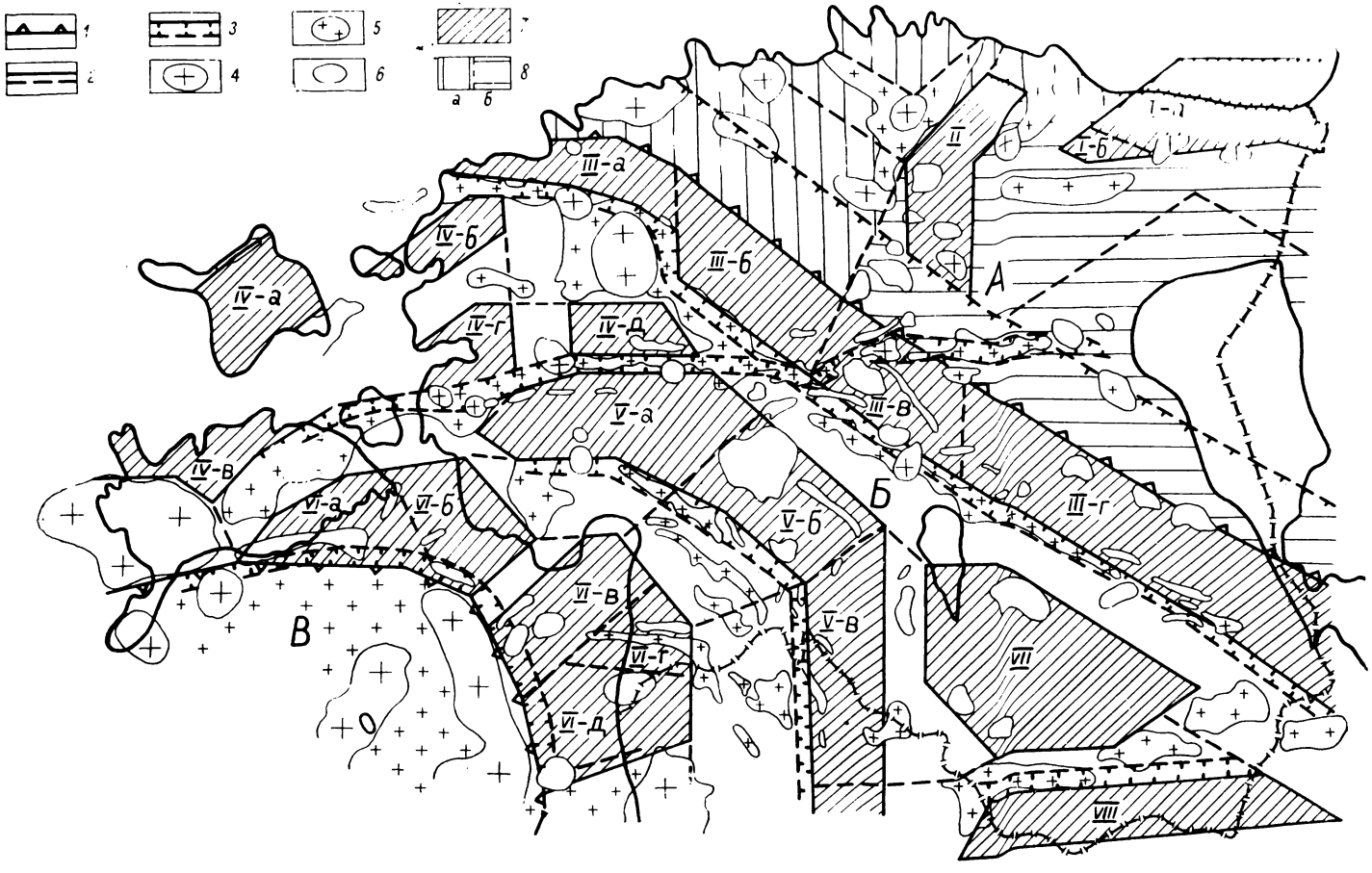
Блоки оказали довольно большое влияние на интенсивность и характер осадконакопления в последующих платформенных условиях, что доказано при помощи анализа распределения мощностей и фаций осадочного чехла (Мянниль, 1966, Каплан и Хазанович, 1969, Пуура и Мардла, 1971 и др.).

Э. Ряхни (1973), Ю. Хейнсалу и Х. Сильдвээ (1971) считают, что дифференцированные блоковые движения в фундаменте продолжались также в плейстоцене и наблюдаются еще и в настоящее время, оказывая значительное влияние на формирование плейстоценового и современного рельефа. Этот дискуссионный вопрос более подробно рассматривается в следующей главе данной книги.

Поверхность кристаллического фундамента в целом сравнительно спокойная (рис. 3), с пологим (2,2—3,7 м/км, или 8—12′) наклоном в южном направлении (азимут падения 172—178°). Наибольший наклон (3,3—3,7 м/км) наблюдается в сторону Рижской впадины (Вахер, 1972). Местами обнаруживаются отклонения от указанного залегания, связанного со структурами высшего порядка в пределах Эстонской моноклинали или соседних регионов. Так, на северо-востоке Эстонии под влиянием характерного для Ленинградской области простирания южного склона Балтийского щита обнаруживается юго-восточное падение фундамента, а в Юго-Восточной Эстонии, расположенной отчасти на северном склоне Валмиерско-Локновской гряды плакантиклиналей, — северное падение и т. д.

Общее моноклинальное падение фундамента осложняется структурными носами в районе г. Таллина и севернее оз. Выртсъярв, Валмиерско-Локновским валом и близлежащей седловиной, а также отчасти совпадающими отмеченными выше блоками — локальными куполовидными поднятиями вблизи озера Выртсъярв (Вахер, 1972), в Мынисте (Паасикиви, 1966), в районе Азери и Ульясте (Вахер и др., 1962), на острове Хийумаа у Палукюла (Viiding jt., 1969) и в пределах г. Тал-

* Э. А. Побул, Р. М. Вахер, Х. Х. Сильдвээ, Х. Р. Андра. Структурные особенности кристаллического фундамента и его физическая характеристика на территории Эстонской ССР. Таллин, 1969. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР.


1
2
3
4
5
6
7
8
а б
I-а
I-б
II
III-а
III-б
III-в
III-г
IV-а
IV-б
IV-в
IV-г
IV-д
V-а
V-б
V-в
VI-а
VI-б
VI-в
VI-г
VI-д
VII
VIII
А
Б
В

лина (Верте, 1959). Длина крупнейшего из них — Мынистеского 50—60 км, ширина 15—20 *км* и высота по поверхности фундамента более 500 м. Значительную высоту (280 м) имеет также наибольшее (длина 4—5 и ширина 1 км) стеновидное Палукюлаское поднятие.

По сравнению с общим фоном поверхность фундамента в Северо-Западной и Юго-Восточной Эстонии приподнята на несколько десятков метров, а на северо-восточной окраине и на юго-западе понижена до 60 м (Вахер, 1972). Обширные пологие повышенные и пониженные участки отражают региональные неровности пенеплена и деформацию структурной поверхности фундамента в платформенной стадии развития, связанную с дифференциальными тектоническими подвижками.

2.2. КОРЕННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ЭСТОНИИ

Мощность коренных осадочных пород в пределах республики сравнительно небольшая — 500—700 м. Они представлены разными обломочными и карбонатными породами верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, силура и девона (табл. 1). Благодаря широтному простиранию выходов (рис. 4) и хорошей изученности коренных пород здесь существуют благоприятные условия для установления зависимости литологического и минерального состава плейстоценовых отложений от коренного ложа и для решения ряда других проблем четвертичного литогенеза. Тем более, что в пределах одного стратиграфического подразделения нередко наблюдается довольно большое постоянство вещественного состава, в то время как в разновозрастных породах отмечаются сравнительно большие и довольно легко устанавливаемые различия.

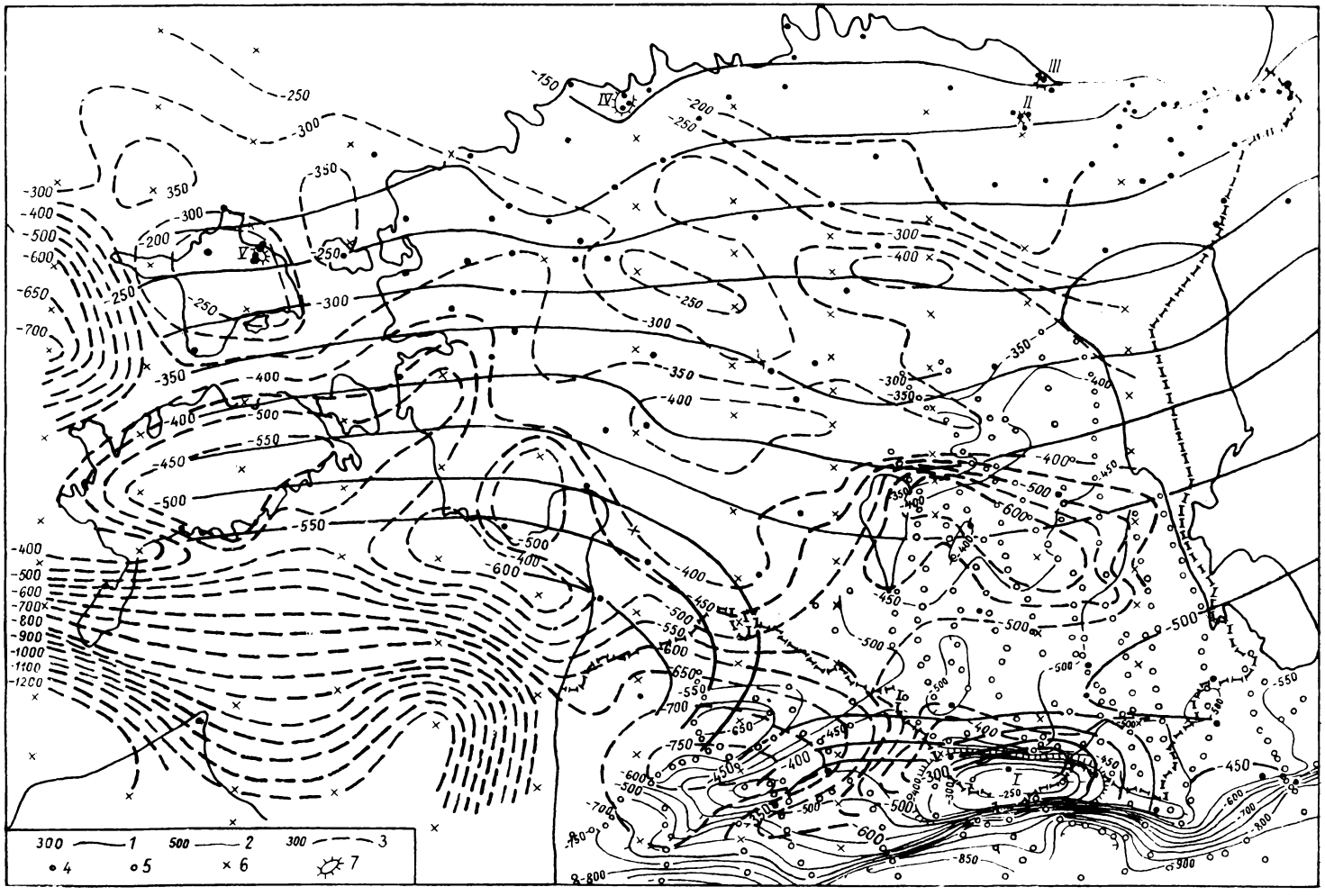
Верхнепротерозойские отложения (вендский комплекс) распространяются только в материковой части республики и достигают максимальной мощности (до 130 м) в Северо-Восточной Эстонии, близ г. Нарвы. Вендский комплекс (см. табл. 1) сложен разнозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями глин и гравелитов (гдовская свита), зеленовато-серыми «ляминаритовыми» глинами

Рис. 2. Схема блокового строения кристаллического фундамента Эстонии (по Э. Побулу и Х. Сильдвээ, 1975).

1 — границы крупнейших блоков (области А, Б, В); 2 — разломы, ограничивающие блоки; 3 — зоны глубинных разломов; 4 — граниты рапакиви; 5 — гранитоиды; 6 — предполагаемые интрузии различного состава; 7 — относительно плотные блоки фундамента: Ia — Йыхви-Нарвский, Iб — Ульястеский, II — Тапаский, IIIа — Палдиский, IIIб — Раплаский, IIIв — Пайдеский, IIIг — Тартуский, IVа — Кярдлаский, IVб — Ноароотсиский, IVв — Мустъялаский, IVг — Мартнаский, IVд — Паэкюлаский, Va — Коонгаский, Vб — Каансооский, Vв — Нуйаский, VIа — Вяттаский, VIб — Варблаский, VIв — Кихнуский, VIг — Хяэдемеэстеский, VIд — Иклаский, VII — Отепяэский, VIII — Мыниетеский; 8 — районы: а — Таллинский, б — Алутагузеский.

Fig. 2. Scheme of the block structure of the Estonian basement (after E. Pobul and H. Sildvee, 1975):

1 — boundaries of the largest blocks (regions A, Б, B), 2 — faults restricting the blocks, 3 — zones of deep faults, 4 — rapakivi-granites, 5 — granitoids, 6 — supposed intrusions of different composition, 7 — relatively dense basement blocks: Ia — Jõhvi—Narva, Iб — Uljaste, II — Tapa, IIIa — Paldiski, IIIб — Rapla, IIIв — Paide, IIIг — Tartu, IVa — Kärdla, IVб — Noarootsi, IVв — Mustjala, IVг — Martna, IVд — Paeküla, Va — Koonga, Vб — Kaansoo, Vв — Nuia, VIa — Vätta, VIб — Varbla, VIв — Kihnu, VIг — Häädemeeste, VIд — Ikla, VII — Otepää, VIII — Mõniste, 8 — regions: a — Tallinn, b — Alutaguse.


300 1
500 2
300 3
4
5
6
7

с прослоями алевролитов и песчаников (котлинская свита), пестроцветными глинами, алевролитами и белыми песчаниками (воронковская свита).

Литолого-минеральный состав вендских отложений, за исключением воронковской свиты, резко отличается от состава вышележащих кембрийских отложений. Это четко прослеживается уже при сравнении трех основных компонентов легкой подфракции, минералов — кварца, полевых шпатов и слюд (Mens, Pirrus, 1967). Так, в крупноалевритовой фракции вендских отложений обычно преобладают слюды. Кварца содержится чаще всего лишь 25—40%, полевых шпатов — 10—25%. В то же время в кембрийских отложениях и воронковской свите преобладает кварц.

Минеральные зерна в вендских отложениях окатаны слабо и часто носят рубашки железистых соединений. Среди полевых шпатов преобладают полувыветрелые калиевые разновидности, а в группе слюд — зеленый биотит при постоянном присутствии бурого биотита и мусковита. Глауконит, весьма характерный минерал для терригенных пород кембрия и нижнего ордовика, в отложениях венда отсутствует.

Содержание тяжелой подфракции очень низкое — обычно сотые или десятые доли процента — и лишь при наличии большого количества аутигенных новообразований сидерита и пирита доходит до 1%. Среди тяжелых аллотигенных минералов господствуют рудные (главным образом ильменит, в гдовской свите нередок также магнетит) и циркон. Турмалин, корунд, гранат, титанистые минералы, дистен, амфиболы и пироксены встречаются спорадически и в небольших количествах.

Состав глинистого компонента вендских отложений сравнительно простой и постоянный, в основном каолинит (30—55%) — гидрослюдистый. Исключение составляют лишь гидрослюдистые ляминаритовые глины.

Вендские отложения обнажаются на дне южной части Финского залива (см. рис. 1). Они слагают также ложе некоторых погребенных долин Северной Эстонии (напр., Пирита, Вяэна и др.). Наибольшее влияние на формирование состава плейстоценового покрова они оказывали в Северо-Восточной части республики при южном или юго-западном движении ледников через котловину Финского залива.

Кембрийские отложения распространены на территории республики повсеместно. Они отсутствуют лишь на некоторых положительных структурах, например в районе Мынисте и Палукюла. На дневную поверхность эти отложения выходят в узкой предглинтовой

Рис. 3. Карта рельефа поверхности кристаллического фундамента Эстонии (по Р. Вахеру, 1972).

Стратоизогипсы (1, 2) поверхности фундамента: 1 — по данным бурения; 2 — по данным сейсморазведки; 3 — стратоизогипсы кровли магнитных пород; 4 — буровые скважины; 5 — точки точечного зондирования корреляционным методом преломленных волн; 6 — точки осреднения магнитных пород; 7 — локальные поднятия: I — Мынистеское, II — Ульястеское, III — Азериское, IV — Таллинское, V — Палукюлаское.

Fig. 3. Structure contour map of Estonian basement surface (after R. Vaher, 1972).

Stratoisogypses (1, 2) of the basement surface: 1 — based upon the boring data, 2 — according to the seismic depth estimates, 3 — stratoisogypses of magnetic basement, 4 — boreholes, 5 — seismic sites (correlation method of refracted waves), 6 — points of mean value of magnetic depth estimates, 7 — local uplifts: I — Mõniste, II — Uljaste, III — Aseri, IV — Tallinn, V — Paluküla.

Таблица 1

Стратиграфическая схема палеозойских и вендских пород Эстонии

Система	Отдел	Ярус	Горизонт (или свита)	Индекс	Мощность, м
девонская (D)	верхний	франский	шелонский	$D_3šl$	8,8
			саргаевский	D_3sv	10—60
			швентойский	$D_3šv$	50—80
	средний	живетский	буртниекский	D_2br	70—91,5
		эйфельский	арукюлаский	D_2ar	45—100
			наровский	D_2nr	25—100
			пярнуский	D_2pr	16—41,5
			резекнеский	D_2rz	11—34
	нижний	эмс	шяшувский	$D_1šš$	20
		жедин	тильжеский	D_1tz	26
силурийская (S)	верхний	даунтонский	охесаареский	S_2oh	до 50
			каугатумаский	S_2kg	около 70
		лудловский	курессааресский	S_2ks	12—16
			паадлаский	S_2pd	20—38
			роотсикюлаский	S_2rt	28—32
	нижний	венлокский	яагарахуский	S_1jg	45—55
			яаникский	S_1jn	40—140
		лландоверийский	адавереский	S_1ad	17—35
			райккюлаский	S_1rk	35—180
			юуруский	S_1tm	20—64
ордовикская (O)	верхний	ашгильский	поркунискый	O_3pk	0,6—28
			пиргуский	O_3pg	0—60
		карадокский, верхний	вормсиский	O_3vr	0,1—20
			набалаский	O_3nb	1,5—35
			раквереский	O_3rk	0,3—28
	средний	карадокский, нижний	оандуский	O_2on	0,3—7
			кейлаский	O_2kl	0,5—25
			йыхвиский	O_2jh	0,5—13
			идавереский	O_2id	0—17
			кукрузеский	O_2kk	3—20
		таллинский	ухакуский	O_2uh	2—20
			ласнамягиский	O_2ls	1,5—13
			азериский	O_2as	0,1—6

Табл. 1. (продолжение)

Система	Отдел	Ярус	Горизонт (или свита)	Индекс	Мощность, м
ордовикская (O)	нижний	оптикаский	кундаский	O_1kn	0,4—25
			волховский	O_1vl	0—25
			латорпский	O_1lt	0—13
			цератопигевый	O_1cr	0—3
		тремадокский	пакерортский	O_1pk	3,5—30
кембрийская (∈)	средний		рухнуские слои на западе, паалаские на востоке	$\in_2rh$ (pl)	до 40
	нижний		ирбенская	$\in_1ir$	0—40
			соэлаские слои	$\in_1sl$	до 30
			тискреская	$\in_1ts$	10—20
			люкатиская	$\in_1lk$	5—16
			сыруская (только на западе)	$\in_1sr$	до 50
			лонтоваская	$\in_1ln$	30—92
			ардуская	$\in_1ar$	4
вендский комплекс (V)	валдайская серия		воронковская	V_2vr	0—45
			котлинская	V_2kt	0—50
			гдовская	V_2gd	0—60

полосе (рис. 4), в нижней части Северо-Эстонского глинта и на склонах долин, пересекающих глинт. Мощность их в Северо-Восточной Эстонии около 100 м, в Средней Эстонии около 80, в Южной Эстонии порядка 60 м. Они представлены (снизу вверх) серыми глинами и алевролитами с глауконитом (ардуская свита), зеленовато- и синевато-серыми алевритистыми глинами с редкими прослоями алевролитов или песчаников (лонтоваская свита), зеленовато-серыми глинами и светло-серыми алевролитами (сыруская и люкатиская свиты), светлыми олигомиктовыми крупнозернистыми алевролитами (соэлаские слои, тискреская и ирбенская свиты) и мелкозернистыми кварцевыми песчаниками (рухнуские слои) или кварцевыми алевролитами (паалаские слои) (Кала, 1972; Менс, Пиррус, 1972). Влияние кембрийских пород четко проявляется в литологическом составе и цвете морен и ленточных глин в предглинтовой области (Пиррус, Раукас, 1963а, б и др.).

Алевролиты и песчаники кембрия, по данным К. Менс и Э. Пирруса (1972 и др.), содержат много кварца, в верхней части разреза — до 80—98%. В глинистых породах, особенно в низах разреза (лонтоваская и люкатиская свиты), в составе крупноалевритовой легкой фракции кроме кварца в большом количестве встречаются полевые шпаты (до 30%), слюды (до 40%), карбонаты (до 10%) и глауконит (до 20%). Наличие глауконита, содержание которого вверх по разрезу уменьшается, весьма характерно для кембрийских отложений.

Содержание тяжелой подфракции обычно незначительное (сотые доли процента) и лишь в пробах, обогащенных пиритом или доломитом, количество ее доходит до 0,5—1,0%. Характерной чертой этой подфракции является преобладание аутигенных минералов над аллотигенными. Среди последних обнаруживается очень мало рудных минералов. В группе прозрачных аллотигенных минералов почти всегда господствуют циркон и турмалин, соотношение которых по разрезу закономерно изменяется: в нижней части разреза (лонтоваская и люкатиская свиты) преобладает циркон; в средней (тискреская свита) — турмалин; в верхней части (курземская свита) соотношение их около 1 : 1, или циркона встречается несколько больше. Всегда присутствуют еще титанистые минералы. Гранат, апатит, дистен, амфиболь и пироксены чаще всего связаны с определенными стратиграфическими уровнями. Так, например, гранат наиболее характерен для лонтоваской свиты, дистен — для тискреской и т. д. В базальных слоях лонтоваской свиты установлен в большом количестве аутигенный анатаз. Специфической особенностью ассоциации тяжелых минералов кембрия является обилие пирита. Последний часто прирастает к кварцу и полевым шпатам, повышая выход тяжелой подфракции (Mens, Pirrus, 1967; Рейер, 1967 и др.).

В глинистой фракции (меньше 0,001 мм) кембрийских пород, по данным Э. Пирруса (1970), присутствуют каолинит, гидрослюды и хлориты. Местами установлены следы (5—10%) неупорядоченных смешанослойных минералов типа гидрослюда-монтмориллонит. Из неглинистых минералов установлены примеси кварца (до 5—7%) и следы кальцита, доломита и сидерита, а в «синих» глинах лонтоваской свиты также следы гематита (до 20%) и пирита. Среди глинистых минералов «синих глин» явно преобладают гидрослюды (нередко 90—95%). Содержание каолинита часто не превышает чувствительности дифрактометрического анализа (5%). Почти повсеместно обнаружены примеси хлоритов. В надстилающих «синие глины» отложениях (люкатиская, тискреская и курземская свиты) состав глинистых минералов изменчив. Встречаются почти мономинеральные гидрослюдистые и каолинитовые разности и разности с различными соотношениями этих минералов. Ввиду ограниченного распространения глинистой фракции (особенно в тискреской и ирбенской свитах), отложения этих свит не оказывали на формирование глинистой составляющей плейстоценовых отложений большого влияния. В целом кембрийские отложения обогащали глинистые фракции плейстоценовых отложений в основном гидрослюдистым компонентом.

Ордовикский комплекс мощностью около 140—200 м в Северной и 120—160 м в Южной Эстонии состоит главным образом из карбонатных пород. Лишь низы ордовика представлены инородными породами — песчаниками, алевролитами и аргиллитами (оболовые песчаники, диктионемовые сланцы, глауконитовые песчаники и др.). В кукрузеском горизонте среднего ордовика встречаются пласты кукерсита.

В минеральном составе песчано-алевролитовой толщи низов ордовика (пакерортский и, отчасти, латорпский горизонты) уже в полосе выхода наблюдается большое разнообразие (Лоог, 1968 и др.). В юльгазеской пачке пакерортского горизонта, сложенной в основном желтовато-серыми песчанистыми алевролитами, преобладает кварц (95—99%), наряду с которым встречаются полевые шпаты (0,3—4,8%), мусковит (0,4—1,0%) и отдельные зерна глауконита. Из аллотиген-

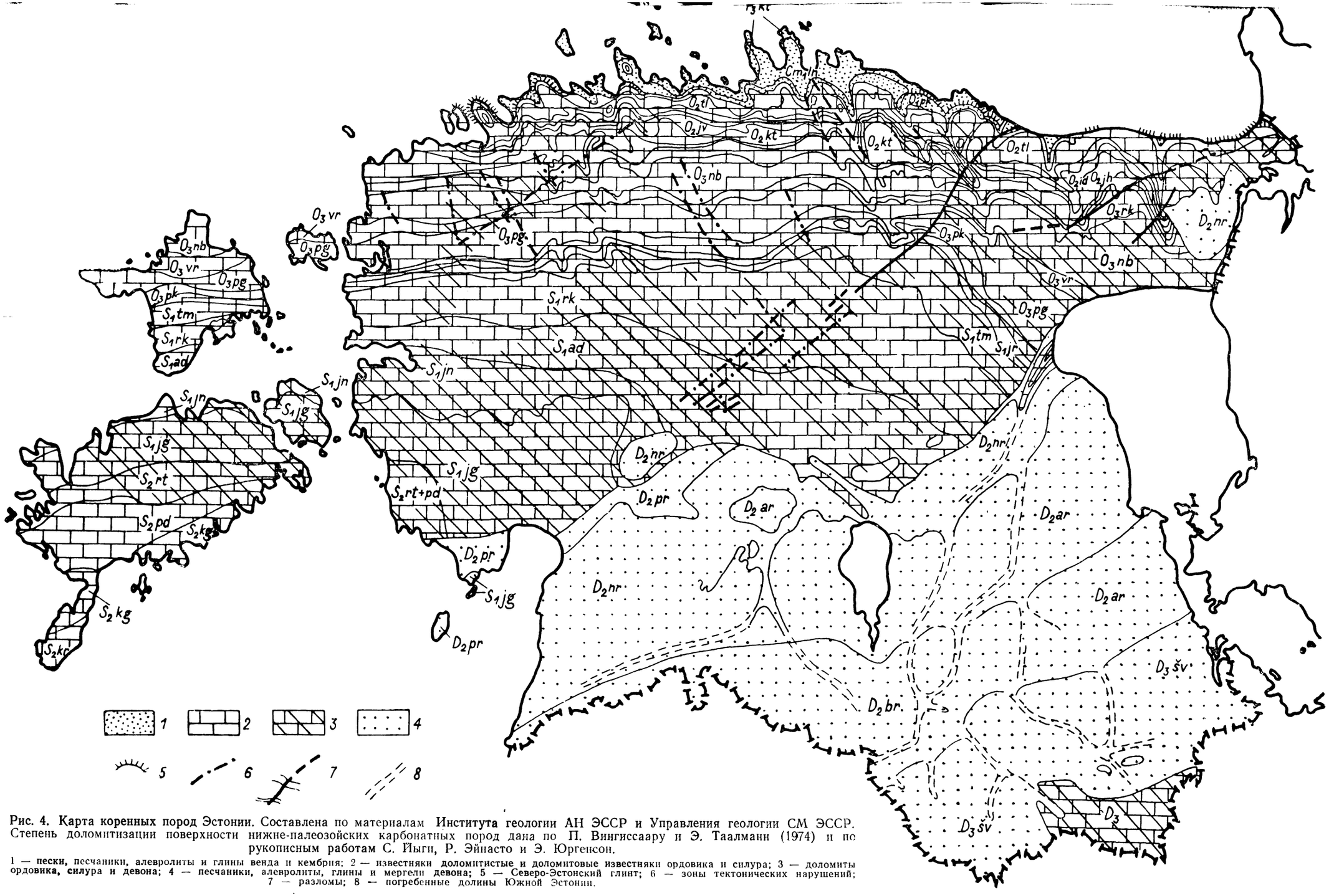


Рис. 4. Карта коренных пород Эстонии. Составлена по материалам Института геологии АН ЭССР и Управления геологии СМ ЭССР. Степень доломитизации поверхности нижне-палеозойских карбонатных пород дана по П. Вингиссаару и Э. Таалманн (1974) и по рукописным работам С. Иыги, Р. Эйнасто и Э. Юргенсон.

1 — пески, песчаники, алевролиты и глины венда и кембрия; 2 — известняки доломитистые и доломитовые известняки ордовика и силура; 3 — доломиты ордовика, силура и девона; 4 — песчаники, алевролиты, глины и мергели девона; 5 — Северо-Эстонский глинт; 6 — зоны тектонических нарушений; 7 — разломы; 8 — погребенные долины Южной Эстонии.

Fig. 4. Bedrock map of Estonia, based on the data of the Institute of Geology of the Academy of Sciences of the Estonian S.S.R. and the Board of Geology attached to the Council of Ministers of the Estonian S.S.R. Degree of dolomitization of the surface of Lower-Paleozoic carbonate rocks after P. Vingissaar and E. Taalmann (1974), and R. Einasto, E. Jürgenson and S. Mägi:

1 — Vendian and Cambrian sands, sandstones, siltstones and clays, 2 — Ordovician and Silurian limestones, 3 — Ordovician, Silurian and Devonian dolomites, 4 — Devonian sandstones, siltstones, clays and marls, 5 — North-Estonian *glint*, 6 — zones of tectonic disturbances, 7 — faults, 8 — buried valleys (in South Estonia).

ных минералов тяжелой подфракции в этой пачке преобладают ильменит и магнетит (14—34%), лейкоксен (2,5—40%), циркон (25—35%) и турмалин (3—15%). Встречаются также рутил (до 1%), гранаты (до 2,5%) и отдельные зерна амфиболов, анатаза, апатита и хлоритов. Из аутигенных минералов, подсчитанных отдельно, преобладают окислы и гидроокислы железа (до 11% от веса тяжелой подфракции), пирит и доломит.

В песчаниках и алевролитах маардуской пачки пакерортского горизонта также наблюдается высокое содержание кварца (95—100%) и примерно такое же количество сопровождающих минералов, как и в юльгазеской пачке. Более существенные различия отмечаются в минеральном составе тяжелой подфракции.

Из прозрачных аллотигенных минералов встречаются циркон — 14—71%, турмалин — 6—14%, гранаты — 0,5—1%, рутил — 1—3% и единичные зерна титанита, андалузита, брукита, глауконита, биотита, хлорита и апатита. Содержание ильманита и магнетита составляет 11—56%, лейкоксена — 2—20% и пирита — 0—68%. Окислы и гидроокислы железа (гематит, лимонит) составляют 0,7—83% от всего веса тяжелой подфракции.

По количественному содержанию отдельных минеральных компонентов отложения суурейыэской пачки пакерортского горизонта мало отличаются от отложений маардуской пачки. Отличие состоит в том, что в последней набор тяжелых минералов значительно более широкий. Например, кроме перечисленных в суурейыэской пачке минералов установлены еще ставролит, цоизит, клиноцоизит, дистен, барит и др.

В обломочных отложениях орасояской пачки пакерортского горизонта наряду с кварцем (73—99%) широко распространяются полевые шпаты (0,2—26%), главным образом ортоклаз. Из-за высокого содержания пирита местами наблюдается очень большой выход (до 17%) тяжелой подфракции. Много содержится в этих отложениях и аутигенных гидроокислов, а также окислов железа (11—76%). Среди аллотигенных минералов встречаются ильменит и магнетит (3—54%), циркон (4—40%), турмалин (17—30%), рутил (3—6%), гранаты (0,5—2,5%) и единичные зерна амфиболов, хлоритов, апатита, анатаза и др. Для изучения процесса формирования состава плейстоценовых отложений немалый интерес представляют также обломки створок нижнеордовикских беззамковых брахиопод и диктионемового сланца, пропитанных пиритом или гидроокислами железа, и округлые антраконитовые конкреции, встречающиеся в диктионемовом сланце тюрисалуской пачки пакерортского горизонта.

Соотношение зерен глауконита и кварца в глауконитовых песке и песчанике латорпского горизонта колеблется в пределах от 1 : 30 до 50 : 1, в среднем от 1 : 1 до 3 : 1. Кроме зерен глауконита и кварца часто встречаются раковины и фрагменты плеченогих, конодонты и кристаллы пирита. Цемент распределен весьма неравномерно и разнообразен по составу: глинистый, карбонатный, глауконитовый или кремнистый. В верхних слоях цемент более карбонатный, а в нижних — более глинистый (Мююрисепп, 1960).

Карбонатная толща ордовика по литологическому составу, текстурным особенностям и стойкости к эрозионно-денудационным процессам неоднородна (Мянниль, 1966; Орвику, 1960а и др.). Более чистые известняки в пределах выходов ордовикских пород встречаются на западе территории, на островах Хийумаа и Вормси и к северу от

г. Хаапсалу (рис. 4). К востоку степень доломитизации увеличивается, причем особенно сильная доломитизация пород наблюдается в зонах тектонических нарушений (азериское нарушение и др.). По устойчивости к эрозионно-денудационным процессам среди ордовикских пород особенно выделяются известняки волховского, ласнамягиского, раквереского и поркуниского горизонтов и сауньяской пачки набалаского горизонта. В Западной Эстонии относительно устойчивы также известняки оандуского горизонта (вазалеммаская пачка) и нижней части пиргуского (моэская пачка), в Восточной Эстонии — нижняя часть (оямааские слои) идавереского горизонта. К сравнительно легко эродируемым породам следует отнести тонкослоистые глинистые известняки с прослоями кукерсита кукрузеского горизонта, глинистые известняки и мергели ухакуского, идавереского, йыхвиского, кейлаского, пиргуского и оандуского (в Восточной Эстонии) горизонтов, хотя в последних и наблюдаются отдельные твердые, трудноэродируемые прослои.

В Средней и Юго-Западной Эстонии на ордовикских залегают силурийские породы общей мощностью до 450 м (в скважине Охесааре — 436 м), представленные преимущественно известняками и доломитами, реже мергелями и домеритами (Кальо, 1970). Их выходы находятся в Центральной и Западной Эстонии и на островах Хийумаа, Сааремаа и Муху (см. рис. 4). Почти по всей полосе выходов силурийских пород восточнее пос. Рапла известняки сильно доломитизированы. Такие же породы обнажаются и в восточной части острова Сааремаа, на острове Муху и в пределах распространения яагарахуского горизонта севернее г. Пярну. Относительно чистые известняки обнажаются в южной части острова Хийумаа и в районах, расположенных к югу от г. Хаапсалу. По глинистости особенно выделяется полоса распространения пород яаниского и каугатумаского горизонтов.

Устойчивы к эрозионно-денудационным процессам карбонатные породы тамсалуской свиты юруского горизонта, райккюлаского и, особенно, яагарахуского горизонтов. Наиболее устойчивые биогермы яагарахуского горизонта четко выступают в современном рельефе Западной Эстонии в виде холмов, представляющих собой по-существу своеобразные скальные друмлины (табл. V, 5). К выходам глинистых пород яаниского и адавереского (в Западной Эстонии) горизонтов, особенно легко разрушающихся под влиянием экзогенных сил, приурочены обширная низменность реки Казари, Матсалуский залив и пролив Соэла между островами Хийумаа и Сааремаа (рис. 4).

На формирование минерального состава плейстоценовых отложений кроме карбонатной составляющей значительное влияние оказывала также терригенная часть карбонатных пород ордовика и силура, которая местами (например, в яаниском горизонте) составляет до 80—90% породы. Наиболее часто содержание терригенного материала в карбонатных породах все же не превышает 10—40%. В терригенном материале обычно преобладает глинистая фракция, реже — песчано-алевритовая. Во многих случаях повышение содержания терригенного материала сопровождается увеличением мощности пород. В Эстонии во всех горизонтах силурийских пород, в соответствии с фациальной зональностью, четко проявляется закономерное увеличение содержания терригенного материала в юго-западном направлении (Кальо, 1970), тогда как на выходах ордовикских пород наиболее глинистые породы встречаются на северо-востоке территории (Мянниль, 1966).

Более подробно изучен довольно однообразный минеральный состав терригенного материала силурийских пород (Юргенсон, 1970). В алевритовой составляющей терригенного материала преобладают (всегда более 90%) разные аллотигенные (кварц, полевые шпаты, мусковит, хлорит) и аутигенные (халцедон, опал, глауконит, полевые шпаты, хлорит, кварц) минералы легкой подфракции, среди которых доминируют кварц (обычно 50—70%) и полевые шпаты (обычно 20—40%). Содержание глауконита около 2%, халцедона до 5%, мусковита 1—2%. Повышенное содержание тяжелых минералов отмечается в начале силура и в конце лландовери, в начале венлока и в конце силура. Встречаются циркон (7—67,5%), гранат (обычно 30—40%), турмалин (обычно 2—8%), рутил, титанит, брукит, апатит, корунд (обычно менее 2%, в отдельных случаях до 97%), биотит (обычно менее 10%, редко до 90%), амфиболы и пироксены (обычно менее 6%), ильменит и гематит. Из аутигенных минералов присутствуют гётит, гидрогётит, гидрогематит, анатаз, лейкоксен и, особенно, пирит (обычно 5—10%, реже до 40%). В породах яниского горизонта встречаются в большом количестве даже пиритовые конкреции, достигающие в поперечнике 10 см. Количество видов тяжелых минералов вверх по разрезу силура постоянно возрастает, особенно за счет менее устойчивых минералов.

В силурийских породах состав глинистых минералов, за исключением метабентонитов, однообразен. Преобладает гидрослюда (70—100%), но присутствуют также железистые хлориты (обычно 10—20%). В глинистых фракциях метабентонитов, формировавшихся наиболее интенсивно в адавереское и раннеяниское время, преобладают либо смешанослойные гидрослюды с монтмориллонитом, либо каолинит. В алевритовой фракции доминируют полевые шпаты, в тяжелой подфракции — биотит, циркон и турмалин. Встречаются гипс и халцедон.

Для решения ряда проблем палеогеографии плейстоцена определенный интерес представляет аномальное, значительно повышенное содержание минералов в отдельных горизонтах (Юргенсон, 1970; Вийдинг, Ораспыльд 1972). Максимальное содержание граната (около 70% тяжелой подфракции) отмечается в адавереских породах, корунда — в верхних яагарахуских (Кипи — около 90%) и роотсикюласких (Охесааре — до 97%), глауконита — в яаниских (3—4%), турмалина — в райккюласких (до 34%), флюорита — в поркуниских (до 90%). Содержание биотита, амфиболов и пироксенов с небольшими колебаниями постоянно увеличивается от более древних к более молодым породам. Для кварца наблюдаются три (в юруских, райккюласких, яагарахуских и верхах паадласких или низах курессаареских пород) максимума содержания, которые, особенно если учесть и явления типоморфизма, позволяют с большой долей вероятности установить влияние подстилающих пород на плейстоценовые отложения.

Южная часть рассматриваемой территории сложена в основном средне- и верхнедевонскими породами (рис. 4), мощность которых достигает 400 м. Небольшие выходы среднедевонских пород мощностью до 30 м, встречающиеся к северо-востоку от Чудского озера, близ реки Нарвы, оказали значительное влияние на формирование плейстоценовых отложений в северо-восточной части республики (Raukas, 1961a; Эльтерман, Раукас, 1963 и др.). Основываясь на детальных исследованиях распространения и вещественного состава девонских пород республики, выполненных К. Орвику (Orviku, 1948), Х. Вийдин-

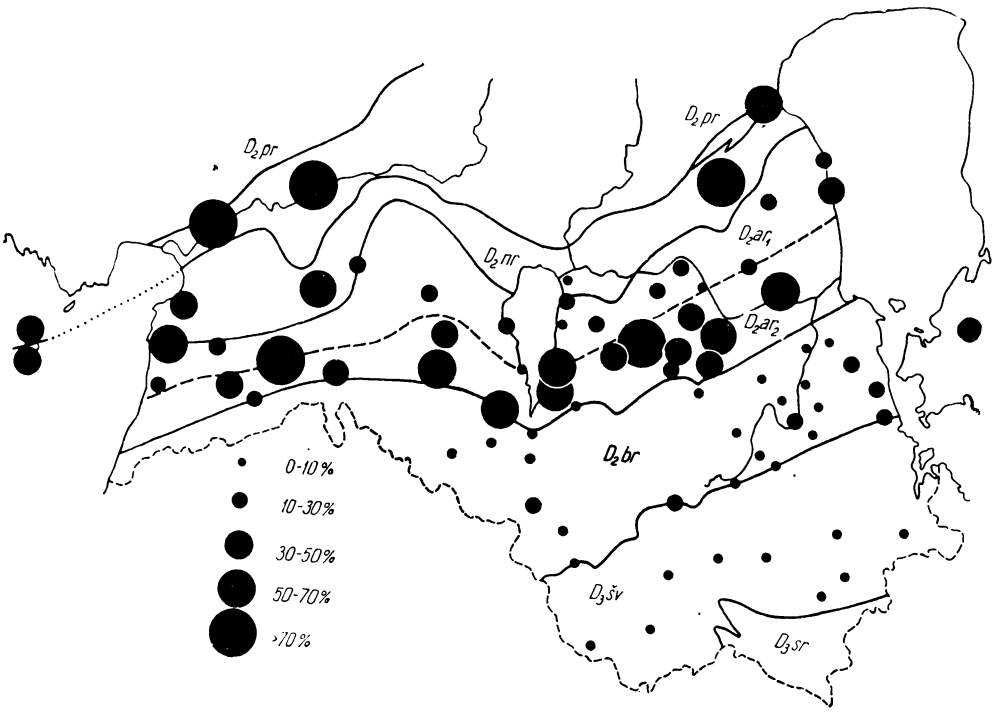


Рис. 5. Распространение граната в крупноалевритовой (0,1—0,05 мм) тяжелой подфракции девонских пород Эстонии (по материалам Х. Вийдинга и А. Клеесмент).

Fig. 5. Distribution of garnet in the coarse-aleuritic (0.1—0.05 mm) heavy subfraction of Devonian rocks on Estonian territory (after H. Viiding and A. Kleesment).

гом (1962, 1964, 1968 и др.), А. Тамме-Клеесмент (Tamme, 1960; Тамме, 1962, 1964; Клеесмент, 1969) и другими авторами, в дальнейшем приводится краткая литолого-минералогическая характеристика горизонтов, непосредственно обнажающихся на рассматриваемой территории.

Породы тильжеского и шяшувского горизонтов нижнего девона, а также резекнеского горизонта среднего девона на территории республики нигде не обнажаются и вскрыты лишь буровыми скважинами. Пярнуский горизонт представлен преимущественно алеврито-песчаными породами, а глины, доломиты и домериты играют здесь подчиненную роль. По минеральному составу алевролиты и песчаники пярнуского горизонта принадлежат к группе олигомиктовых полевошпатово-кварцевых пород. В тяжелой подфракции из прозрачных аутигенных минералов наиболее характерен гранат (рис. 5). В группе редко встречающихся минералов представляют интерес титанит и корунд.

Разрез наровского горизонта представлен сложным линзовидным чередованием маломощных слоев домеритов, доломитов, алевролитов и глин. Минеральный состав пород сложный и в значительной степени зависит от типа пород и их расположения в разрезе. Содержание кварца невысокое, наблюдается много полевых шпатов и слюд (табл. 2). Для тяжелой подфракции характерна ассоциация апатита-граната или апатита-турмалина, к которым присоединяется циркон. Местами довольно большое значение имеют пирит, барит и гипс.

Породы арукюлаского горизонта состоят из комплекса чередующихся рыхлых и среднесцементированных тонкослоистых алевролитов и песчаников. В нижней части горизонта наблюдается сообщество тяжелых минералов, характерное для наровского горизонта, а в верхней — преобладает ассоциация граната-циркона, к которой в меньших количествах присоединяются апатит и турмалин. Из аутигенных минералов наиболее распространены гидроокислы железа.

В буртниекском горизонте преобладают светлые косослоистые песчаники, переслаивающиеся с пачками пестроцветных глин и алевролитов. В минеральном составе среди тяжелых прозрачных минералов ведущее место занимает циркон (рис. 6), в западной части выхода ассоциирующий с турмалином, а в восточной — со ставролитом. Иногда в заметном количестве (до 15%) присутствуют минералы группы TiO_2 (рутил, брукит, анатаз), редкие в нижележащих горизонтах (менее 5%).

Верхнедевонские породы швентойского горизонта представлены светлыми песчаниками и пестроцветными глинами с прослоями алевролитов. Минеральный состав их характеризуется исключительно высоким содержанием кварца в легкой и циркона (рис. 6) в тяжелой подфракции (табл. 2).

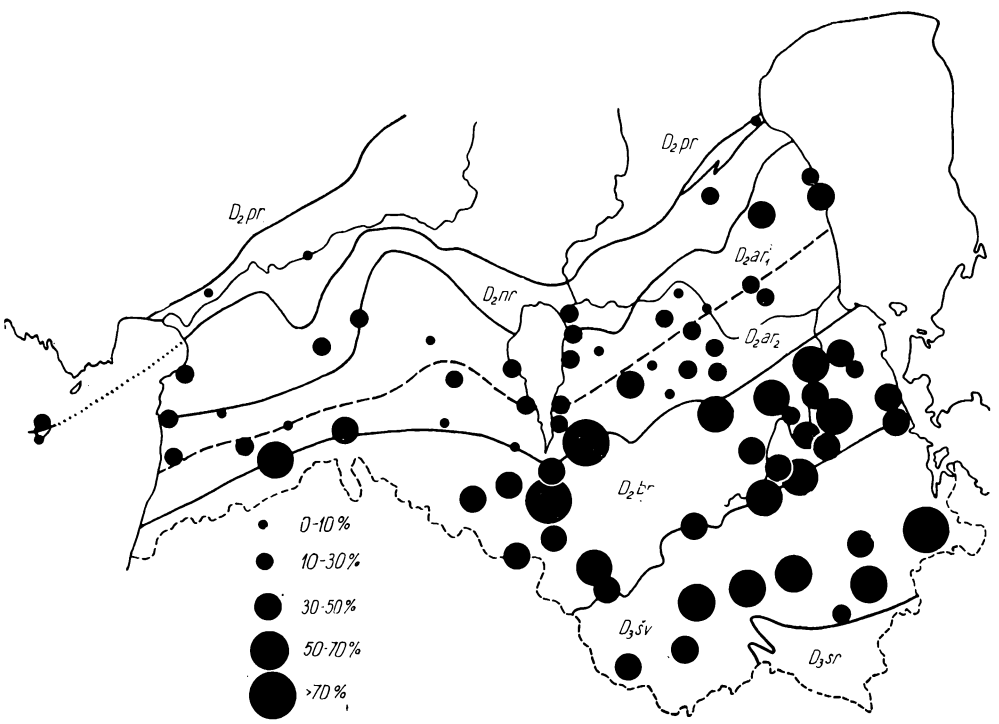


Рис. 6. Распространение циркона в крупноалевритовой (0,1—0,05 мм) тяжелой подфракции девонских пород Эстонии (по материалам Х. Вийдинга и А. Клеесмент).

Fig. 6. Distribution of zircon in the coarse-aleuritic (0.1—0.05 mm) heavy subfraction of Devonian rocks on Estonian territory (after H. Viiding and A. Kleesment).

Таблица 2

Минеральный состав терригенных пород девона Северной Прибалтики (фракция 0,10—0,05 мм) в процентах *

Горизонт, свита, слои		Легкая подфракция			Тяжелая подфракция						
		кварц	полевые шпаты	слюды	выход тяжелой подфракции	ильменит	прозрачные аллотигенные минералы				
							гранат	циркон	апатит	турмалин	ставролит, дистен
швентойский	аматские	87—96 91	2—12 6	1—6 3	1—3 2,5	60—80 70	0—2 0,5	55—75 65	0—1	2—10 5	5—20 10
	гауяские	89—99 93	1—8 4	1—7 3	1—3 2	60—85 73	0—5 1	50—70 58	0,2 0,5	5—20 10	15—40 24
буртниекский		78—94 87	3—13 8	1—10 5	1—4 2,5	60—85 75	3—20 7	30—62 51	0,5—5 2	5—35 16	10—40 20
арукюлаский	верхние	75—90 83	5—20 11	2—20 6	0,5—3 1,5	50—75 62	15—60 45	10—40 22	3—25 10	5—35 15	0,5—15 3
	нижние	65—85 72	10—30 18	5—25 10	0,2—2 1	35—60 55	15—45 28	10—35 18	15—45 30	5—30 13	0—10 1
наровский		50—85 63	15—40 23	5—20 15	0,1—1,5 0,5	20—45 35	0—30 25	2—20 15	0—48 32	2—20 13	0—3 0,5
пярнуский		70—95 81	5—20 15	0—5 3,5	0,5—4 2,5	20—40 30	30—85 60	8—35 24	2—10 4	3—15 7	0
	внеситская	80—90 82,5	10—20 14	1—5 3	0,5—2 1	20—40 30	30—80 60	5—30 20	1—7 5	2—6 5	0—2 0,4
	шяшувская	80—90 84	10—16 12,5	2—4 3	0,5—3 2	15—25 20	50—75 65	5—20 16	1—12 6	2—5 4	0—1,0 0,4

* По Х. Вийдингу (1968).

Породы надстилающего саргаевского (снетогорская, псковская, чудовская свиты) и шелонского горизонтов в основном уже карбонатные: доломиты, доломитизированные известняки и доломитовые мергели, реже глины или песчаники (например, в снетогорской свите). Резкое фациальное изменение девонских пород четко проявляется также в составе плейстоценовых отложений, в частности морен (Орвику, 1958б)

В девонских глинах доминирует глинистый минерал — диоктаэдрическая гидрослюда (Утсал, 1968,1969), реже, например в буртниекском горизонте, — каолинит (до 50—60% от общего количества глинистых минералов). В наровском горизонте обнаружены смешанослойные образования с переходами от магнезиальных хлоритов до неупорядоченного или даже упорядоченного монтмориллонит-хлорита. Количество смешанослойных образований увеличивается в направлении с востока на запад. Количество хлорита в наровском горизонте достигает 20%.

Тектоническое строение палеозойской осадочной толщи обстоятельно изучено Р. Вахером и др. (1962) и В. Пуура*. По их данным, в Северо-Восточной Эстонии прослеживается система тектонических нарушений северо-восточного простирания (Вийвиконнаское, Ахтмеское и Азериское тектонические нарушения), представляющих собой сбросы (Азериское нарушение) или флексуры, усложненные сбросами (Ахтмеское нарушение) с амплитудой вертикального смещения слоев 10—20 м. Названные авторы предполагают, что эти нарушения прослеживаются до самого фундамента, отражая его глубинные разломы. Отмеченные тектонические нарушения оформились в течение завершающей фазы каледонского орогенеза (Вахер и др., 1962). Геофизические, геологические и геоморфологические данные позволяют предположить, что эта зона тектонических нарушений продолжается в юго-западном направлении до Пярнуского залива (Орвику, 1960в).

О тектонических нарушениях северо-западного простирания имеется мало данных. По Х. Андра и Ю. Хейнсалу (1966), зона тектонических нарушений северо-западного направления наблюдается, например, вдоль древней долины р. Валгейыги.

Широко распространена в палеозойских породах тектоническая трещиноватость. По К. Тейхерту (Teichert, 1927) и Э. Мёльсу (Möls, 1961), преобладающими являются трещины северо-западного и северо-восточного направлений, причем первые встречаются чаще. В зависимости от литологии пород густота тектонических трещин различна. В тонкослоистых и мергелистых известняках их больше, чем в толстослоистых чистых и крепких карбонатных породах. Трещиноватость коренных пород в значительной мере облегчала ледниковую экзарацию. Тектонические нарушения содействовали также образованию некоторых ледниковых форм и связанных с ними отложений, например напорных морен Вайвараских Синих гор. Большой интерес представляет также совпадение расположения и простирания краевых форм Ийзаку-Иллука с Вийвиконнаским тектоническим нарушением, Тюриского друмлинного поля с тектоническими нарушениями северо-восточного простирания в Средней Эстонии и т. д. (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Это, по всей вероятности, говорит о некоторой тектонической активности упомянутых зон нарушений в плейстоцене.

---

* В. А. Пуура. Структура южного склона Балтийского щита. Диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. АН ЭССР. Таллин, 1974. 150 с. Рукопись в Центральном архиве АН ЭССР.

2. 3. ПОРОДЫ ЮЖНОЙ ФИНЛЯНДИИ И ДНА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Значительная часть каменного материала, входящего в состав плейстоценовых отложений республики, поступила с территории Южной Финляндии и со дна Ботнического и Финского заливов, а также с территории Карелии и со дна центральной части Балтийского моря. Ввиду преобладающего южного и юго-восточного движения плейстоценовых ледников на территории Эстонии породы фундамента Карелии широкого распространения здесь все же не имеют. Из-за дальности переноса весьма ограничено также количество шведского материала.

Южная Финляндия и дно Балтийского моря обогащали плейстоценовые отложения республики преимущественно продуктами разрушения кристаллических пород, прежде всего разных гранитов. Сравнительно широко развиты в этих районах и раннеплатформенные иотнийские кварцитовидные песчаники, в дальнейшем при подсчетах условно отнесенные нами в группу кристаллических. Детальное монографическое описание хогландских и иотнийских комплексов приведено А. Полкановым (1956). В последние годы широкое распространение пестроцветных кварцевых и полимиктовых кварцитовидных иотнийских песчаников установлено на дне северной половины Балтийского моря (Veltheim, 1962; Winterhalter, 1972). Мощность иотния в Южно-Ботническом грабенсиклинале составляет около 600 м.

После основательного геологического и геофизического (эхолокация, сейсморазведка) изучения строения дна Ботнического залива здесь были установлены (см. рис. 1) также выходы кембрийских и нижнеордовикских алевролитов, песчаников и сланцев и даже ордовикских карбонатных пород (Winterhalter, 1972, fig. 14). В. Вельтхейм (Veltheim, 1962, p. 158) предполагает, что в геологическом прошлом кембрийские песчаники покрывали даже бóльшую часть современного Ботнического залива. Отдельные небольшие выходы кембрийских пород установлены также в материковой части Финляндии (например, севернее г. Пори). Нередко (например, на Аландских островах и на дне моря близ этих островов) кембрийские песчаники наблюдаются в трещинах фундамента в виде так наз. «кластических даек».

Широко развитые в южной части Финского залива вендско-кембрийские породы продолжаются до берегов Швеции (Martinsson, 1958, fig. 10). С юга к ним примыкают подводные выходы ордовика и силура, являющиеся продолжением горизонтов, обнажающихся на островах Западно-Эстонского архипелага и материковой части Эстонии (рис. 1). Наряду с осадочными породами на дне северной половины Балтийского моря выходят кварцевые порфиры, диабазы, спилитовые мандельштейны и другие субиотнийские и более древние кристаллические породы (Вийдинг и др., 1971).

В Финляндии три четверти территории сложено магматическими породами (табл. 3), среди которых преобладают инфракрустальные образования. Средний химический состав поверхностной части земной коры здесь, согласно систематике П. Ниггли, довольно точно отвечает нормальному гранитному магматическому типу (Вяюрюнен, 1959, с. 40).

К магматическому типу относится также особенно представляющая для нас интерес южная половина Финляндии, охватывающая свекофеннскую и южную части карельской структурной зоны. Здесь широко развиты так наз. сланцевые площади (лептитовая, Тампере, Похьян-

Таблица 3

Распространение различных типов горных пород на территории Финляндии по И. Седерхолму (Sederholm, 1925)

Группы пород	%
Граниты (также гранодиориты и диориты)	52,5
Мигматизированные гнейсы	21,8
Гранулиты (и ассоциирующие с ними основные породы)	4,0
Основные породы (габбро, диабазы, амфиболиты)	8,2
Сланцы (филлиты, слюдяные сланцы и гнейсы)	9,1
Кварциты и песчаники	4,3
Известняки	0,1
Всего	100,0

маа, Саво-Карельская), в которые, особенно часто в первой зоне, внедряются разнообразные интрузивные породы глубинного типа: граниты-рапакиви, пегматиты, микроклиновые и плагиоклазовые граниты и связанные с ними породы и др. Часть этих пород может быть огнейсована. В отдельных районах, например между Хельсинки и Турку, в окрестностях Вимпели, в районе Куопио и в других встречаются метаморфизованные докембрийские известняки и доломиты (Вяюрюнен, 1959, с. 52, 72, 95, 175), которые можно легко отличить от палеозойских карбонатных пород.

Среди кристаллических пород Балтийского щита наблюдается ряд легко различимых типов, коренные выходы которых хорошо известны и имеют ограниченное, не повторяющееся в других районах распространение. Эти типы, называемые руководящими, позволяют восстановить направления движения материкового льда на разных этапах оледенения, коррелировать четвертичные отложения, картировать дно морских и озерных бассейнов, установить местонахождение бывших ледоразделов, выделить перемещения центра оледенения и т. д. (Hausen, 1912; Вийдинг, 1957; Яковлева, 1961; Раукас, 1963а; Вийдинг и др., 1971 и др.). Среди них выделяются руководящие типы пород первостепенного и второстепенного значения и типы сопровождающих пород (Гайгалас, 1963; Гайгалас, Раукас, 1965). На территории Эстонии наиболее пригодны для руководящих типов кристаллических пород рапакиви Выборгского массива, гогландские (суурсаарские) кварцевые порфиры, рапакиви Юго-Западной Финляндии, сатакунтский оливиновый диабаз, ботнические порфиры, аландские кварцевый порфир, гранит-порфир, рапакиви и граниты, красный и бурый кварцевые порфиры со дна Балтийского моря (Вийдинг, 1957; Раукас, 1963а). Коренные местонахождения пород руководящих типов валунов показаны на рис. 1.

Для количественного подсчета и установления парагенетических ассоциаций пород целесообразно пользоваться регионально-генетической классификацией валунообразующих пород. Согласно этой классификации (Гайгалас, 1963; Гайгалас, Раукас, 1965), для территории республики выделяются следующие исходные районы руководящих типов пород:

1. **Юго-Восточная Финляндия и соседние районы Карельской АССР.** Типичные руководящие валуны первостепенного значения: 1) выборгит, 2) питерлит, 3) зеленовато-серые и зеленовато-бурые рапакиви-

питерлиты, 4) порфировидные рапакиви из Выборгского массива. Руководящие валуны второстепенного значения: 1) рапакиви-граниты из Выборгского массива, 2) гранит-порфиры из Мянтухарью, 3) ставролитовый слюдяной сланец из окрестностей Рускеала-Томасъярви. Сопровождающие породы: 1) пятнистые граниты, 2) рапакиви-аплиты, 3) иотнийские песчаники и др.

2. **Средняя часть Южной Финляндии.** Руководящие валуны второстепенного значения: 1) уралитовый порфирит из Таммела, 2) уралитовый порфирит из Пеллинге. Сопровождающие породы: 1) метаморфизованный плагиоклазовый порфирит из Тампере, 2) шаровый гранит Борга, 3) хельсинкиты.

3. **О-ов Суурсаари (Гогланд) и прилегающие районы дна Финского залива.** Типичные руководящие валуны первостепенного значения: гогландские кварцевые порфиры. Руководящие валуны второстепенного значения: 1) гогландский лабрадоровый порфирит, 2) гогландский лабрадоровый порфир. Сопровождающие породы: иотнийские песчаники.

4. **Юго-Западная Финляндия.** Типичные руководящие валуны первостепенного значения: 1) Лайтила рапакиви, 2) Вехмаа рапакиви, 3) оливиновый диабаз из Сатакунта. Сопровождающие породы: 1) Ханко-граниты, 2) Пярниё-граниты, 3) серый Нистад-гранит, 4) пятнистый гранит, 5) Або-гранит, 6) иотнийские песчаники и др.

5. **Дно Ботнического залива.** Типичные руководящие валуны первостепенного значения: ботнический порфир. Руководящие валуны второстепенного значения: ботнический гранофир. Сопровождающие породы: 1) иотнийские песчаники, 2) оливиновые диабазы, 3) рапакиви.

6. **Аландские острова и окаймляющее их дно Балтийского моря.** Типичные руководящие валуны первостепенного значения: аландский 1) рапакиви, 2) кварцевый порфир, 3) гранит, 4) гранит-порфир, 5) аплит-гранит (в некоторых случаях может рассматриваться как руководящий валун второстепенного значения). Сопровождающие породы: 1) лабрадоровые порфириты, 2) фельзит-порфиры, 3) уралитовые порфириты и др.

7. **Дно средней части Балтийского моря.** Типичные руководящие валуны первостепенного значения: красный кварцевый порфир. Руководящие валуны второстепенного значения: 1) пренит-мандельштейн, 2) спилит-мандельштейн, 3) диабазовый мандельштейн, 4) мелафир-мандельштейн, 5) сиенит-порфир, 6) диабазовый порфирит, 7) бурый кварцевый порфир. Сопровождающие породы: разнообразные разноцветные кварцевые и аркозовые иотнийские песчаники и кварциты.

8. **Северная Швеция.** Руководящие валуны первостепенного значения: 1) кварцевый порфир из Ально, 2) Родо-гранит, 3) Родо-рапакиви. Руководящие валуны второстепенного значения: 1) Родо-порфир, 2) Рагунда-гранит, 3) Ревсунд-гранит. Сопровождающие породы: 1) сиениты, 2) сиенит-порфиры, 3) кварцевые порфиры из Рагунда, 4) рапакиви и гнейсы из Ангерманнланда, 5) Боле-порфириты.

9. **Средняя Швеция.** Руководящие валуны первостепенного значения: 1) даларнские порфиры (Бредвад, Катилла, Блиберг, Клинтберг, Асен, Малор, Хеден, Сарна, Ренас), 2) Гренклит-порфирит. Руководящие валуны второстепенного значения: 1) даларнский микрогранит, 2) канкринит-эгирин-сиенит, 3) Стокгольм-гранит, 4) Упсала-гранит, 5) Сала-гранит. Сопровождающие породы: 1) Ойе-диабазы, 2) Ас-

би-диабазы, 3) аркозовые и кварцитовидные песчаники, 4) хельсинкиты и др.

Необходимо отметить, что руководящие валуны Средней Швеции встречаются в плейстоценовых отложениях Эстонии лишь в виде отдельных случайных находок. Невелико также содержание пород Северной Швеции и некоторых типов пород (бурый кварцевый порфир, мандельштейны, сиенит-порфир) со дна Балтийского моря. Поэтому применительно к Эстонии они рассматриваются в качестве руководящих типов лишь условно.

Петрография и условия залегания руководящих типов пород Прибалтики в литературе хорошо изучены (Вийдинг и др., 1971), и мы на этом вопросе здесь не останавливаемся.

3. РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ КОРЕННЫХ ПОРОД И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ НЕОТЕКТОНИКИ

3.1. ХАРАКТЕР РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ КОРЕННЫХ ПОРОД И ВЛИЯНИЕ ДОЧЕТВЕРТИЧНОГО РЕЛЬЕФА НА ФОРМИРОВАНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ПОКРОВА

Структурно-денудационный куэстоподобный рельеф поверхности дочетвертичных пород на рассматриваемой территории обусловлен литологической неоднородностью палеозойских пород и их моноклинальным залеганием (Орвику, 1960а). В рельефе поверхности коренных пород вырисовывается ряд крупных положительных и отрицательных форм, среди которых прежде всего необходимо отметить крупные плато: Северо-Эстонское (известняковое), Средне-Девонское (песчаниковое) и Верхне-Девонское (известняковое). Плато перемежаются низинами: предглинтовой, Средне-Эстонской и Выру-Пиузаской (Орвику, 1955, 1960а). В меридиональном направлении в коренном рельефе вырисовываются впадины Чудского и Выртсъярвского озер и Пярнуского залива (рис. 7).

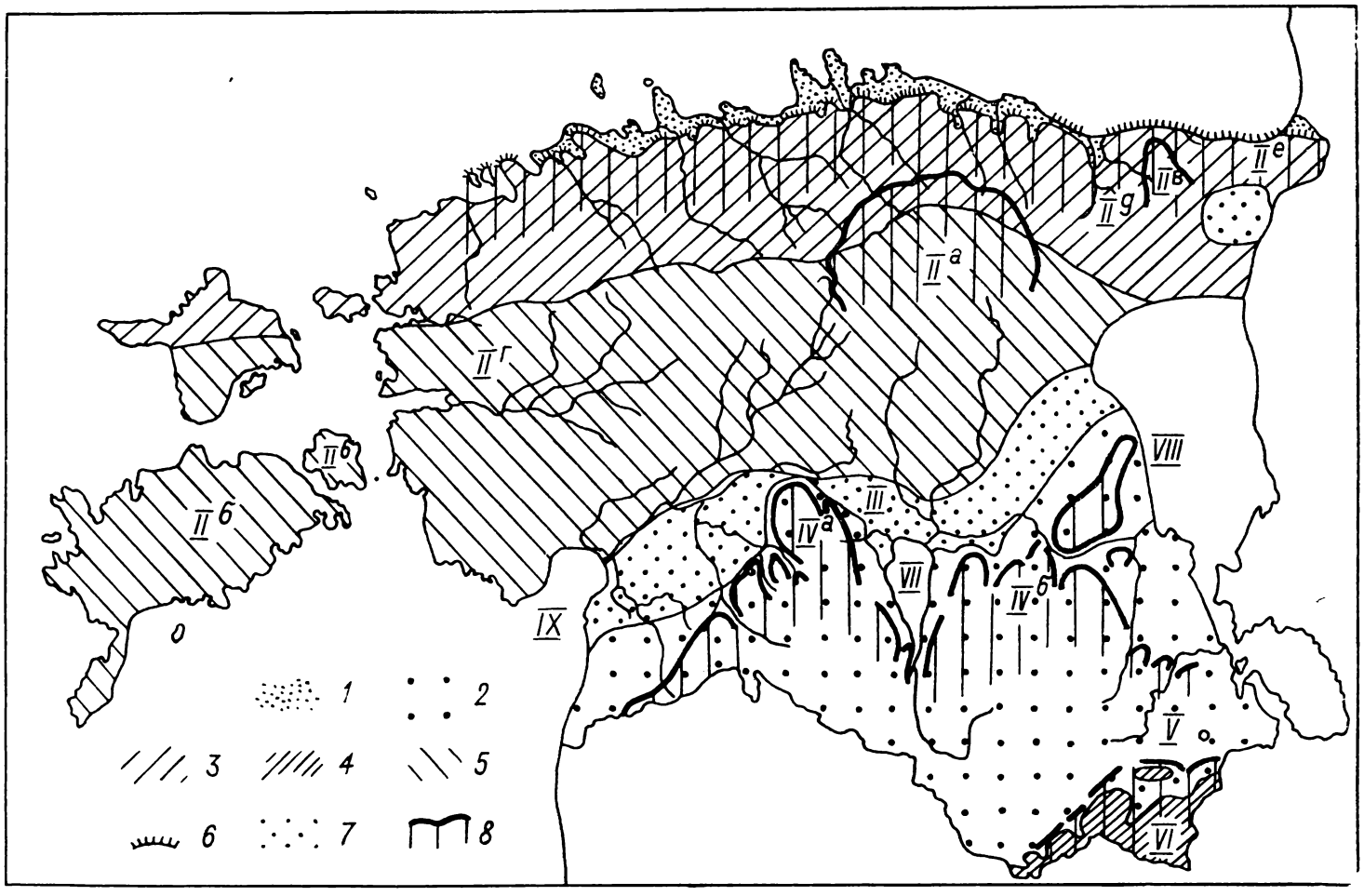
Между современным берегом Финского залива и уступом Северо-Эстонского глинта расположена предглинтовая низина, образовавшаяся на выходах вендско-кембрийских глинисто-песчаных пород. Абсолют-

Рис. 7. Распространение крупных форм древнего рельефа (по К. Орвику, 1955, с дополнениями).

1 — песчаники и глины венда, кембрия и нижнего ордовика; 2 — карбонатные породы ордовика; 3 — карбонатные породы силура; 4 — отложения пярнуского и наровского горизонтов среднего девона; 5 — пестроцветная толща песчаников и глин вышележащих горизонтов среднего и верхнего девона; 6 — известняки и доломиты верхнего девона; 7 — Северо-Эстонский глинт; 8 — проксимальные склоны возвышенности древнего рельефа. Римскими цифрами обозначены: I — предглинтовая низина, II — Северо-Эстонское плато с Пандивереской (IIа) и Ахтмеской (IIв) возвышенностями, с возвышенностями Западно-Эстонского архипелага (IIб) и с Западно-Эстонской (IIг), Оямааской (IIд) и Нарвской (IIе) низинами, III — Средне-Эстонская низина, IV — Средне-Девонские плато: Сакалаское (IVа) и Угандиское (IVб); V — Выру-Пиузаская низина, VI — Верхне-Девонское плато, VII — Выртсъярвская впадина (низина), VIII — Чудско-Псковская впадина (низина), IX — впадина Пярнуского залива.

Fig. 7. Distribution of the most important forms of the ancient relief (after K. Orviku, 1955, with compliments):

1 — Vendian, Cambrian and Lower Ordovician sandstones and clays, 2 — Ordovician carbonate rocks, 3 — Silurian carbonate rocks, 4 — Middle- and Upper-Devonian sandstones and clays, 6 — Upper-Devonian limestones and dolomites, 7 — North-Estonian Glint, 8 — proximal slopes of ancient elevations. Roman figures indicate: I — fore-glint lowland, II — North-Estonian plateau with elevations of Pandivere (IIa), Ahtme (IIb) and the West-Estonian Archipelago (IIб) and Ojamaa (IIg), Narva (IIe) and the West-Estonian Lowlands (IIr), III — the Central-Estonian Lowland, IV — the Middle-Devonian plateaux: Sakala (IVa) and Ugandi (IVб), V — the lowland of Võru — Piusa, VI — Upper-Devonian plateau, VII — the depression of Võrtsjärv Lake, VIII — the depression of Peipsi — Pihkva Lake, IX — the depression of Pärnu Bay.


II а
II б
II в
II г
II д
II е
III
IV а
IV б
V
VI
VII
VIII
IX
1
2
3
4
5
6
7
8

ные отметки ее поверхности 0—20 м, реже доходят до 45—50 м (например, в восточной части Лахемаа).

Большую площадь занимает Северо-Эстонское плато, сложенное карбонатными породами ордовика и силура. В его рельефе отмечается ряд крупных положительных и отрицательных форм второго ранга: Пандивереская, Ахтмеская и Средне-Сааремааская возвышенности, Западно-Эстонская, Нарвская и Оямааская низины. Абсолютная высота поверхности Северо-Эстонского плато обычно составляет 30—60 м и достигает наибольших значений (80—130 м) в пределах Пандивереской возвышенности (рис. 8). Северо-западный и северный склоны этой возвышенности расчленены древними долинами, тогда как южный, западный и восточный расчленены слабо. Наиболее пологий ее южный склон.

Северо-Эстонское плато на побережье Финского залива обрывается крутым уступом — Северо-Эстонским глинтом (табл. V, 6; рис. 7, 8), абсолютные и относительные высоты которого в общем увеличиваются с запада на восток до Вихула (северо-западнее г. Раквере), где абсолютная высота глинта опять несколько уменьшается. Глинт расчленен на глинтовые бухты и мысы (Tammekann, 1935) в основном северо-западного направления. Нередко глинт представлен двумя уступами. Между островами Осмуссаар и Суур-Пакри и западнее о-ва Осмуссаар Северо-Эстонский глинт прослеживается на дне моря. Он продолжается здесь в виде прерывистого и расчлененного пологого уступа до берегов Швеции (Tammekann, 1949: Martinsson, 1958).

Абсолютные высоты Северо-Эстонского плато увеличиваются в юго-восточном и южном направлениях приблизительно до линии Нисси—Рапла—Тамсалу—Туду; отсюда поверхность его постепенно понижается в южном направлении. Поверхность плато расчленена пластовыми возвышениями, вытянутыми в юго-восточном и южном направлении (Tammekann, 1926, 1949; Орвику, 1960а, б, г). Высота последних достигает 10 м. Северный или северо-западный склон их нередко образует четкий уступ, причем в южном и юго-восточном направлениях поверхность пластовых возвышений плавно понижается. Они расположены рядами широтного направления вдоль выходов более устойчивых коренных пород (Tammekann, 1926, 1949; Орвику, 1960а, б), например вдоль известняков оандуского и раквереского горизонтов ордовика. Пластовые возвышения отделены друг от друга пластовыми низинами, развитыми на выходах менее устойчивых пород. В наиболее типичном виде они встречаются в Западной Эстонии, в окрестностях поселка Вазалемма и г. Кейла, а в Восточной Эстонии — около Раквере.

На поверхности карбонатных пород Северо-Эстонского плато часто встречаются ледниковые шрамы (рис. 9) и другие микроформы ледниковой экзарации, имеющие большое значение для выяснения направления движения позднеплейстоценовых ледников. Направление ледниковых шрамов большей частью совпадает с направлением радиальных форм ледникового рельефа и ориентировано перпендикулярно к маргинальным образованиям. Направление ледниковых шрамов довольно хорошо согласуется также с ориентировкой форм древнего рельефа. Например, в окрестностях г. Раквере и к северу от него преобладают ледниковые шрамы юго-восточного направления. В этом же направлении ориентированы здесь пластовые возвышения и древние долины. Все же следует отметить, что последняя закономерность наблюдается не всегда.

Северо-Эстонское плато и предглинтовая равнина расчленены древ-

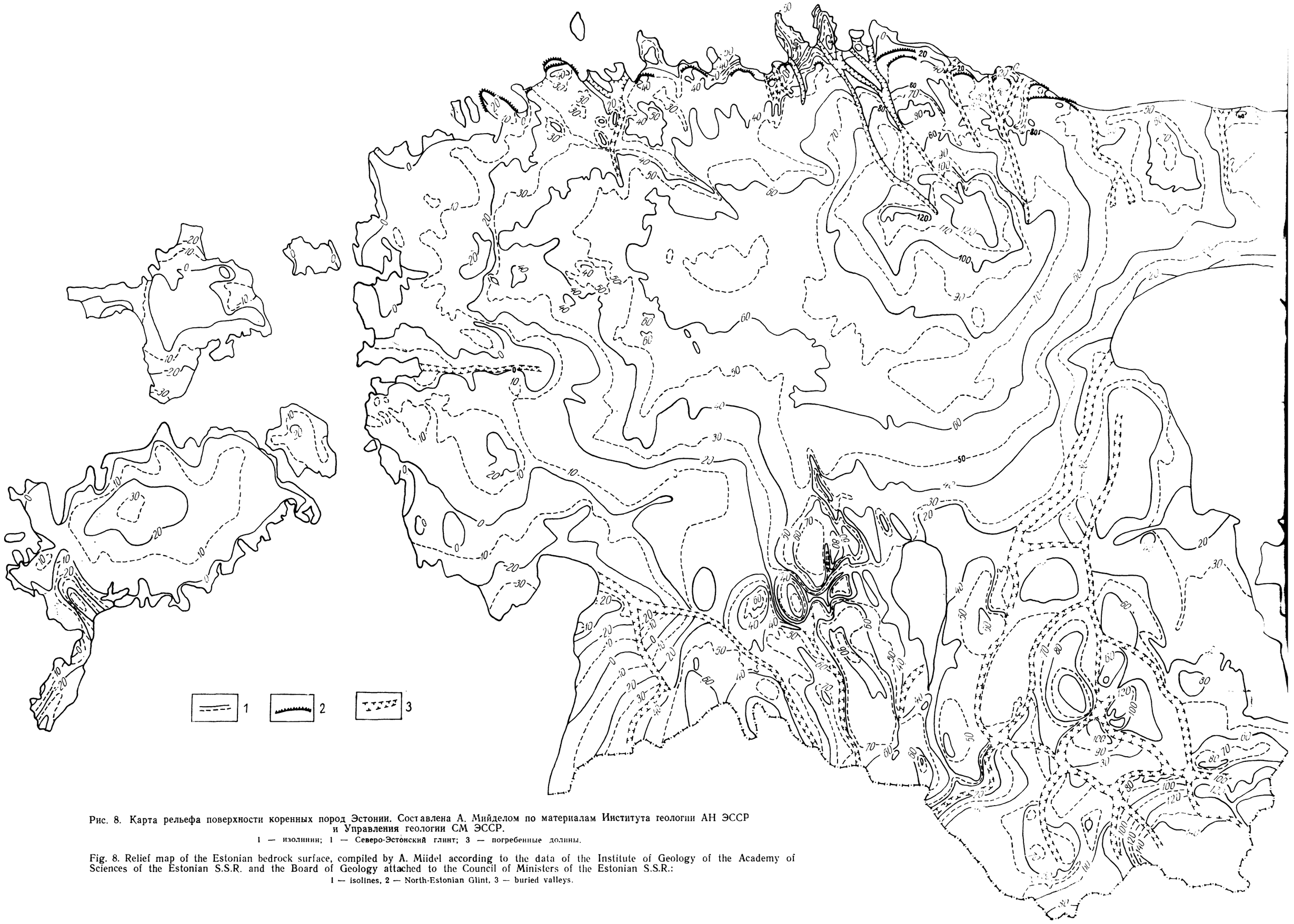


Рис. 8. Карта рельефа поверхности коренных пород Эстонии. Составлена А. Мийделом по материалам Института геологии АН ЭССР и Управления геологии СМ ЭССР.

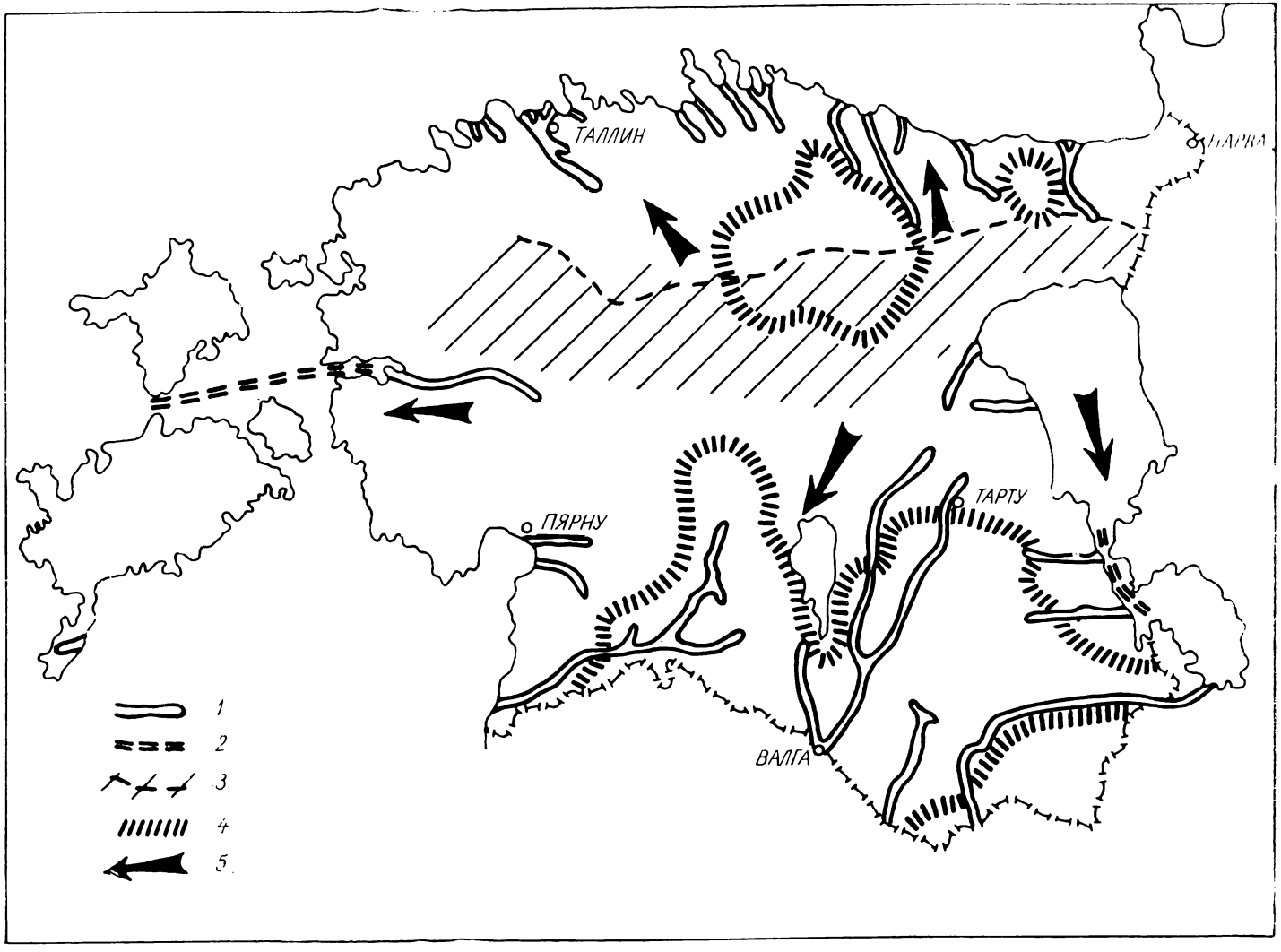
1 — изолинии; 1 — Северо-Эстонский глинт; 3 — погребенные долины.

Fig. 8. Relief map of the Estonian bedrock surface, compiled by A. Miidel according to the data of the Institute of Geology of the Academy of Sciences of the Estonian S.S.R. and the Board of Geology attached to the Council of Ministers of the Estonian S.S.R.:

1 — isolines, 2 — North-Estonian Glint, 3 — buried valleys.

Рис. 9. Расположение ледниковых лопастей на территории Эстонии во время деградации ледника последнего оледенения:
Ч — Чудская, В — Выртсъярвская, Р — Рижская (Западно-Эстонская), П — Паливереская, С — Сааремааская. Краевые зоны: I — Хааньяская, II — Отепяская, III — Сакалаская, IV — Пандивереская, V — Паливереская.
Островные (2) и цокольные (3) возвышенности. Ледниковые шрамы (4) и ориентировка длинных осей обломков в моренах (5) приведены по данным А. Раукаса (Raukas, 1961), А. Раукаса, Э. Ряхни и А. Мийдела (1971) и Р. Карукяппа.

Fig. 9. Distribution of ice-lobes on Estonian territory (during the degradation of the ice cover of the last glaciation:
Ч — Peipsi, В — Võrtsjärv, Р — Riga (= West-Estonian), П — Palivere, С — Saaremaa. Marginal zones: I — Haanja, II — Otepää, III — Sakala, IV — Pandivere, V — Palivere. Insular accumulative (2) and bedrock (3) heights. Glacial striae (4) and the orientation of the longitudinal axes of the pebbles in the tills (5) after A. Raukas (1961), A. Raukas, E. Rähni and A. Miidel (1971) and R. Karukäpp.


ТАЛЛИН
ПЯРНУ
ТАРТУ
ВАЛГА
1
2
3
4
5

ними долинами (см. рис. 10). Особенно сильно расчленена приглинтовая часть плато. Глинтовые бухты можно по-существу рассматривать как устьевые участки древних долин (Tammekann, 1949), переуглубленных ледниками. В Северной Эстонии преобладают древние долины северо-западного и северного направлений. Наиболее глубокие участки древних долин расположены на предглинтовой равнине, где глубина вреза их по отношению к окружающему рельефу коренных пород составляет 90—140 м (дно древних долин находится примерно на 110—130 м ниже современного уровня Балтийского моря). На плато врез древних долин обычно достигает 20—30 м и максимально 45—55 м. Ширина разнообразных по форме (рис. 11, 12) долин на плато в основном 0,3—1,0 км, а на предглинтовой равнине 0,2—0,5 км. Они заполнены, в основном, верхневалдайскими флювиогляциальными, озерно-ледниковыми и ледниковыми отложениями.

В Западно-Эстонской низине поверхность коренных пород расположена значительно ниже, чем в средней и восточной частях Северо-Эстонского плато, и местами имеет довольно монотонный характер (рис. 8). Абсолютные отметки поверхности дочетвертичных пород здесь редко превышают 30 м. Большая часть Западно-Эстонской низины находится на отметках, близких к отметкам уровня моря. На низменности Казари установлена древняя долина (Lannus, 1939) с глубиной вреза до 50 м. Поверхность дочетвертичных пород здесь также расчленена своеобразными пластовыми возвышениями, развитие которых связано с твердыми биогермовыми известняками яагарахуского горизонта силура (табл. V, 5), выпрепарированными ледниками (Аалоэ, 1956). Последние образуют широтную полосу, протягивающуюся от Пярну-Яагупи до Михкли и дальше на острова Муху и Сааремаа.

На северных и западных берегах островов Муху и Сааремаа силурийские карбонатные породы местами образуют клифы с относительной высотой от нескольких метров до 21 м. Судя по данным о глубинах моря в пределах Западно-Эстонского архипелага, для этого района характерен весьма расчлененный рельеф поверхности коренных пород. Суммарная амплитуда колебания относительных высот доходит здесь до 30—40 м, а в северо-западной части о-ва Сааремаа — до 65 м и даже больше (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

В южном направлении Северо-Эстонское плато постепенно сливается со Средне-Эстонской низиной, развитой преимущественно на выходах песчано-глинистых пород пярнуского и наровского горизонтов девона (Орвику, 1955). Поверхность коренных пород находится на высоте 20—40 м над уровнем моря. Из-за интенсивной заболоченности она слабо изучена, и данных о небольших формах древнего рельефа в ее пределах имеется немного.

В Чудской впадине и примыкающей к ней Нарвской низине поверхность дочетвертичных пород также залегает в основном на абсолют-

---

Рис. 10. Древняя (доплейстоценовая) речная сеть на территории Эстонии по А. Мийделу и Э. Тавасту:

1 — погребенные долины, достоверные; 2 — те же, предполагаемые; 3 — древний водораздел; 4 — возвышенности рельефа поверхности коренных пород; 5 — предполагаемое направление стока.

Fig. 10. Ancient (Pre-Pleistocene) river drainage on the territory of Estonia (after A. Miidel and E. Tavast):

1 — buried valleys, plausible; 2 — buried valleys, supposable; 3 — ancient watershed; 4 — bedrock elevations; 5 — supposable waterflow.

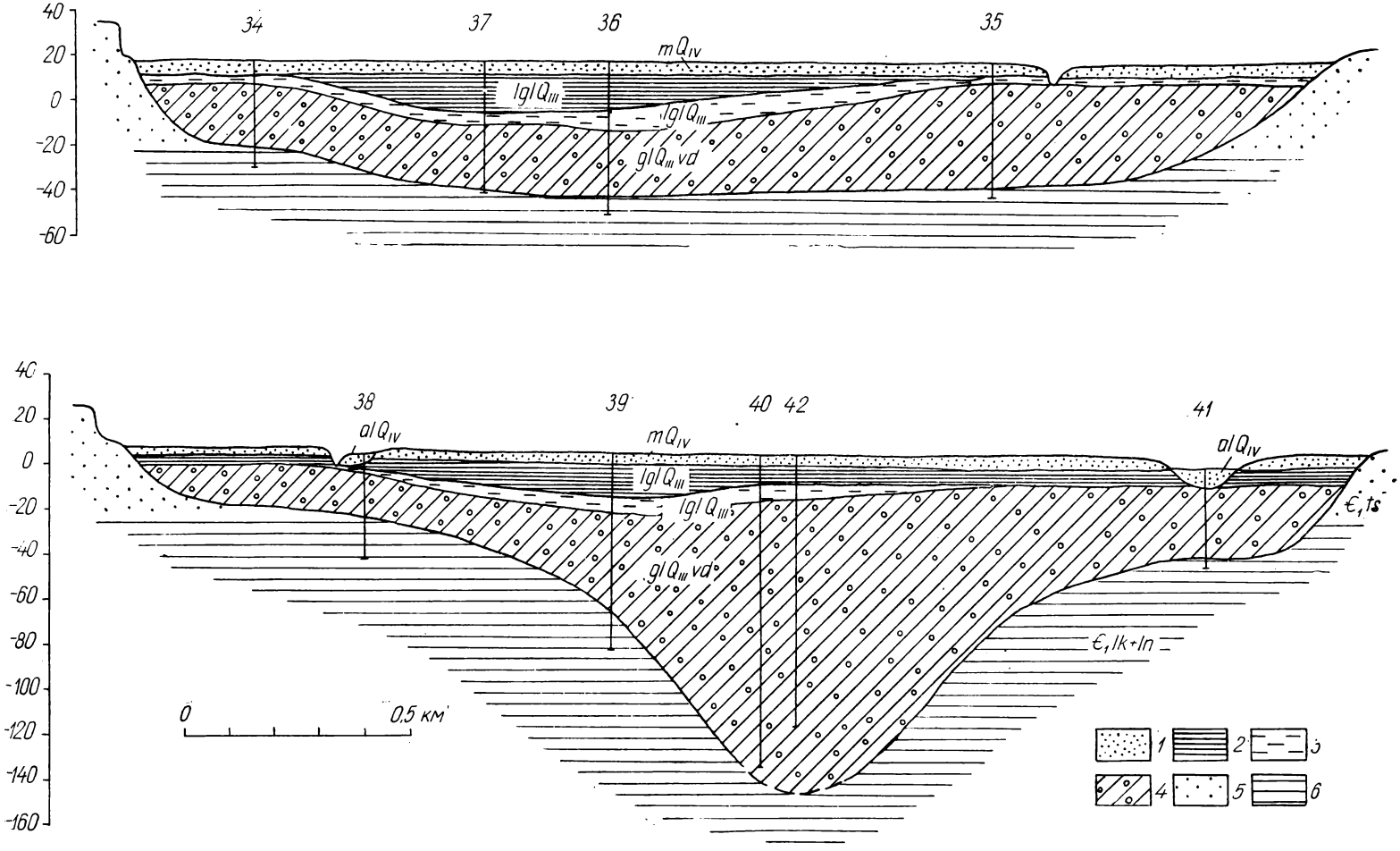

40
20
0
-20
-40
-60
34
37
36
35
mQIV
lglQIII
lglQIII
glQIII vd
40
20
0
-20
-40
-60
-80
-100
-120
-140
-160
38
39
40 42
41
alQIV
mQIV
alQIV
lglQIII
lglQIII
glQIII vd
ϵ1ts
ϵ1lk+ln
0
0,5 км
1
2
3
4
5
6

Рис. 11. Поперечные профили древней долины Вяэна в 1,6 км от моря (верхний) и южнее шоссе Таллин—Палдиски (нижний) по рукописным материалам В. Белкина, В. Белкиной, Г. Зинина и А. Нормана.

1 — морские, аллювиальные и эоловые пески; 2 — ленточные глины; 3 — алевриты (супеси); 4 — морены; 5 — кембрийские песчаники и алевролиты; 6 — кембрийские глины и алевролиты.

Fig. 11. Transverse profiles of the ancient valley at Vääna, 1.5 km from the sea (upper), and south from Tallinn—Paldiski highway (lower), after the manuscript by V. Belkin, V. Belkina, G. Zinin and A. Norman:

1 — marine, alluvial and eolian sands, 2 — varved clay, 3 — silt (loam), 4 — till, 5 — Cambrian sandstones and siltstones, 6 — Cambrian clays and siltstones.

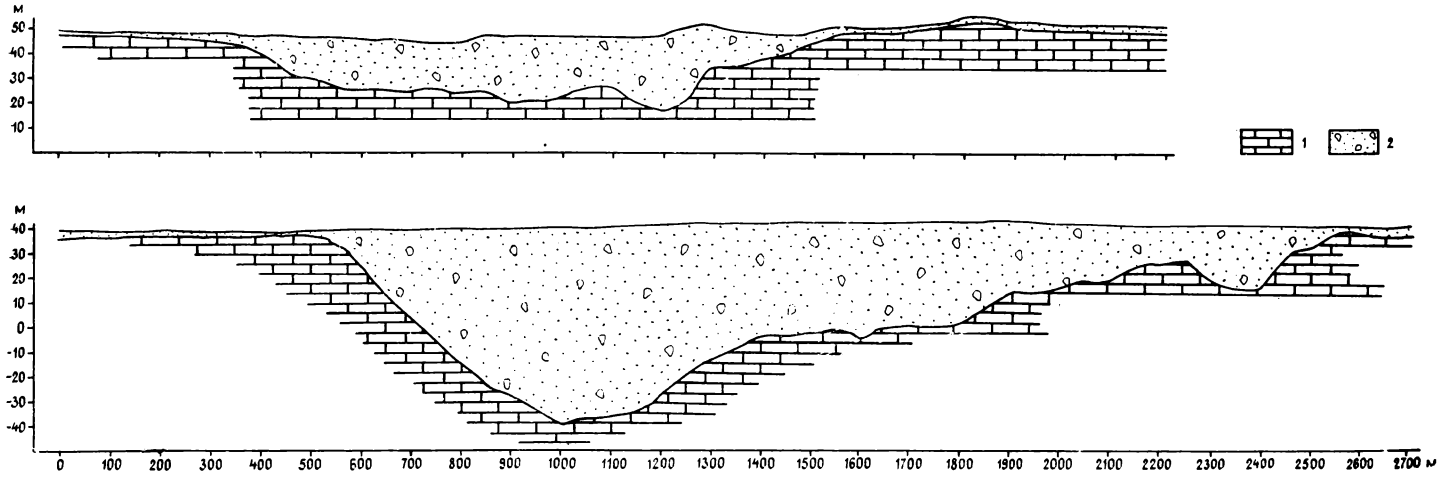


Рис. 12. Поперечные профили некоторых погребенных речных долин Северной Эстонии со следами ледниковой экзарации (по данным гравиметрии), составленные Э. Тавраст. Верхний профиль — долина Кунда близ деревни Линнузе, нижний — долина Вазавере по железной дороге Таллин—Нарва.

1 — коренные карбонатные породы; 2 — ледниковые и водно-ледниковые отложения.

Fig. 12. Transverse profiles of some North-Estonian buried valleys with traces of glacial exaration (according to the gravimetric data). Upper profile Kunda valley near the village of Linnuse, lower — Vasavere valley at the Tallinn—Narva railway:

1 — carbonate bedrock, 2 — glacial and aqueoglacial deposits. Profiles compiled by E. Tavast.

ных высотах 20—40 м. В пределах современного Чудского озера, судя по средней глубине озера и вероятной мощности четвертичных отложений, поверхность коренных пород, видимо, находится на абсолютной высоте не более 10 м (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). В пределах относительно ровного рельефа дочетвертичных пород здесь выделяется ряд друмлинизированных эрозионно-денудационных останцев, например у Агусалу. Относительная высота их около 5—10 м. Из погребенных долин наиболее крупная начинается у г. Муствеэ (Эльтерман, Раукас, 1963). Дно ее лежит здесь на 13—27 м ниже уровня моря. Долина протягивается в юго-западном направлении через Саадъярвское друмлинное поле (Каяк, 1963, 1965б).

Средне-Девонское плато в Эстонии выработано на выходах пестроцветных песчано-глинистых пород среднего девона. Выртсъярвская впадина меридионального направления с абсолютными высотами поверхности дочетвертичных пород 10—40 м рассекает плато на две части — на Сакалаское и Угандиское плато, которые, в свою очередь, расчленены крутосклонными древними долинами на многочисленные островные возвышения с ровной поверхностью. Абсолютная высота последних различная (рис. 8). На Сакаласком плато абсолютные высоты поверхности дочетвертичных пород обычно колеблются в пределах 40—70 м, повышаясь в южной части возвышенности до 90 м и более.

В пределах Угандиского плато поверхность дочетвертичных пород в общем повышается в юго-восточном направлении. Наибольших абсолютных отметок (95—125 м) достигает Средне-Девонское плато в восточной части современной Отепяской возвышенности (рис. 8). Дочетвертичные породы находятся здесь на 20—50 м выше, чем на прилегающих территориях.

В Выру-Пиузаской низине, развитой в пределах верхнедевонских песчано-глинистых пород (швентойский горизонт), абсолютные отметки поверхности дочетвертичного рельефа обычно составляют 40—60 м (рис. 8).

В крайней юго-восточной части Эстонской ССР возвышается Верхне-Девонское плато, наиболее приподнятая часть подчетвертичной поверхности коренных пород Эстонии, достигающая абсолютных отметок 100—150 м (рис. 8). Оно приурочено к выходам верхнедевонских карбонатных пород (рис. 7). На севере и западе плато ограничено сравнительно крутым уступом, бровка которого находится примерно на 50 м выше дна Выру-Пиузаской низины.

Древние долины Южной Эстонии нередко наблюдаются в современном рельефе в виде озерных впадин (табл. VI, 7) и ложбин стока талых вод ледника. Например, древняя долина Валга—Отепя—Тарту представлена в современном рельефе впадинами озер Пюхаярв, Ныуни, Пангоди и ложбинами стока талых вод ледника южнее Тарту и северо-восточнее Валга (Каяк, 1966). Дно древних долин Южной Эстонии наиболее часто находится или близко к нулевой поверхности, или на 40—60 м, а в отдельных случаях, например близ Карукюла, на 140 м ниже уровня моря. Глубина этих долин достигает 207 м (Каяк, Пуннинг, Раукас, 1970).

Пересечение долин различной глубины указывает на их разновозрастность (Orviku, 1946, 1960в и др.; рис. 13). Можно предположить, что древние долины глубиной порядка 40—60 м и ниже уровня моря образовались уже в дочетвертичное время, а менее глубокие долины — в основном в плейстоцене.

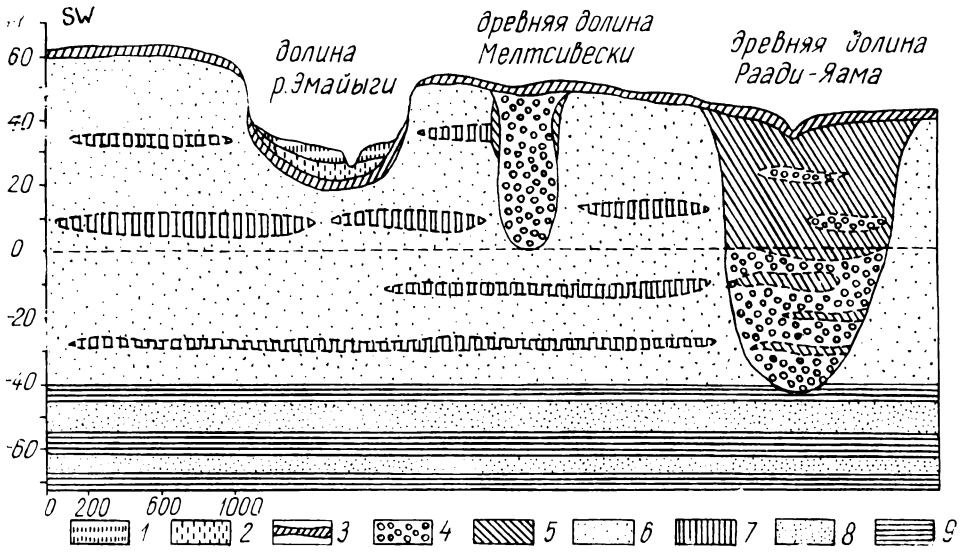


Рис. 13. Древние долины в г. Тарту по К. Орвику (1946; Orviku, 1960).

I — голоценовые отложения: 1 — болотные, 2 — озерные; II — плейстоценовые отложения: 3 — морена верхнего плейстоцена, 4 — флювиогляциальные отложения среднего (?) плейстоцена, 5 — морена среднего плейстоцена (московского оледенения); III — девонские отложения: 6 — среднедевонские пестроцветные песчаники, 7 — среднедевонские мергели, 8 — песчаники наровского горизонта, 9 — мергели и глинистые доломиты наровского горизонта.

Fig. 13. Ancient valleys in Tartu, after K. Orviku (1946, 1960):

I — Holocene deposits: 1 — boggy, 2 — lacustrine; II — Pleistocene deposits: 3 — Upper-pleistocene till, 4 — Middle-Pleistocene fluvioglacial deposits, 5 — Middle-Pleistocene till of the Moscow glaciation), 6 — Middle-Devonian multicoloured sandstones, 7 — Middle-Devonian marls, 8 — sandstones from the Narva horizon, 9 — marls and clayey dolomites from the Narva horizon.

Максимальные амплитуды абсолютных высот поверхности коренных пород в целом по республике близки к амплитудам абсолютных высот современного рельефа (рис. 14, 15). Так, известные нам абсолютные высоты поверхности коренного рельефа колеблются здесь от 145 м ниже уровня моря (Харку) до 145 м выше его (на юго-востоке территории) и составляют суммарно около 290 м (в современном рельефе 317 м).

Формы рельефа коренных пород, прослеживающиеся в природе в настоящее время, образовались, как уже выше отмечалось, в разное время и с неодинаковой интенсивностью. Основные черты рельефа коренных пород Эстонии в целом складывались в условиях длительного доплейстоценового континентального режима, господствовавшего здесь с конца девонского периода (Орвику, 1955, 1960а, б). Наибольший след в рельефе оставили эрозионно-денудационные процессы неогенового возраста в то время, когда на территории Северной Прибалтики происходило интенсивное неотектоническое поднятие. В плейстоцене, как известно, территория Эстонии неоднократно покрывалась материковыми льдами, но они, равно как и агенты денудации и эрозии голоценового времени и межледниковых эпох, не играли решающей роли в формировании рельефа коренных пород, а лишь несколько видоизменяли его. Общие черты рельефа коренных пород все же сохранились и довольно четко отражаются в современном рельефе (рис. 14, 15), на что неоднократно обращал внимание К. Орвику (Orviku, 1960b и др.).

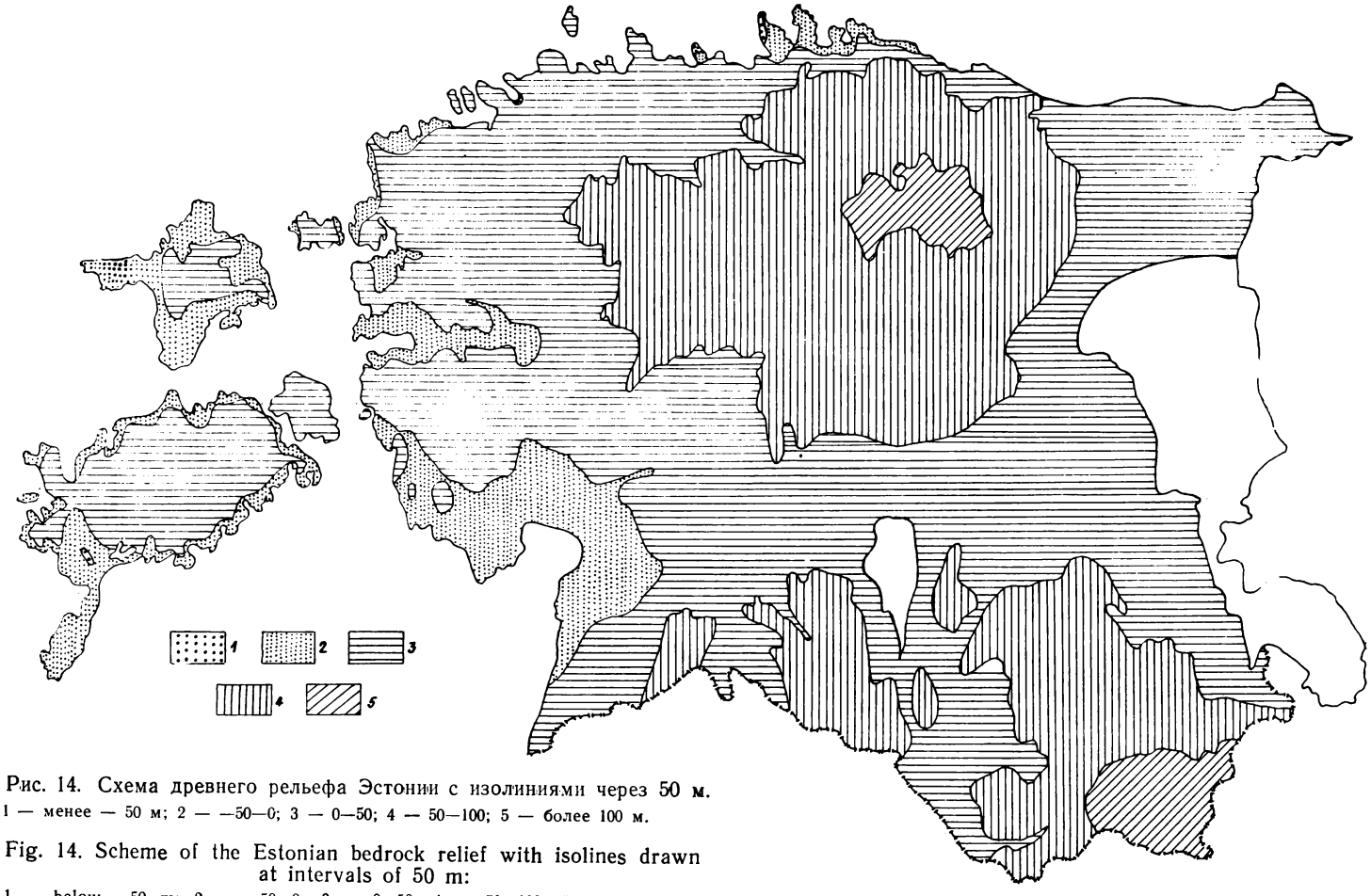


Рис. 14. Схема древнего рельефа Эстонии с изолиниями через 50 м.
1 — менее — 50 м; 2 — —50—0; 3 — 0—50; 4 — 50—100; 5 — более 100 м.

Fig. 14. Scheme of the Estonian bedrock relief with isolines drawn at intervals of 50 m:
1 — below —50 m; 2 — —50—0; 3 — 0—50; 4 — 50—100; 5 — over 100 m.

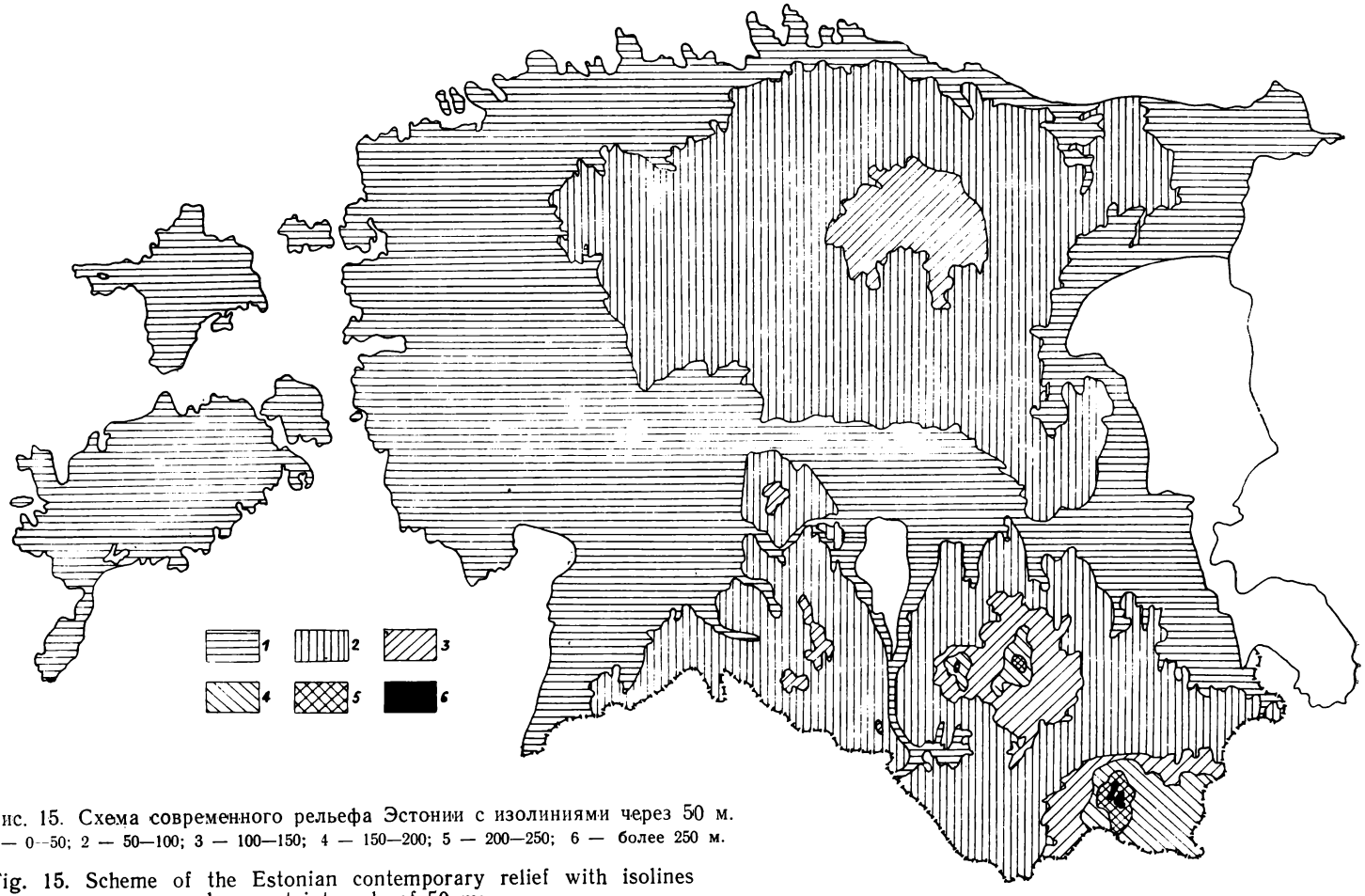


Рис. 15. Схема современного рельефа Эстонии с изолиниями через 50 м.
1 — 0—50; 2 — 50—100; 3 — 100—150; 4 — 150—200; 5 — 200—250; 6 — более 250 м.

Fig. 15. Scheme of the Estonian contemporary relief with isolines drawn at intervals of 50 m:
1 — 0—50; 2 — 50—100; 3 — 100—150; 4 — 150—200; 5 — 200—250; 6 — over 250 m

По генезису среди унаследованных от дочетвертичного времени форм коренного рельефа преобладают эрозионно-денудационные формы и наряду с ними встречаются тектонические и другие. Среди плейстоценовых образований рельефа поверхности коренных пород преобладают экзарационные формы, несмотря на то, что в межледниковые эпохи и в позднеледниковое время в течение довольно длительного времени на поверхность коренных пород воздействовали также эрозионно-денудационные и абразионные процессы. В голоценовое время на территории низменной Эстонии большую роль играла абразия вод бассейнов разных стадий Балтийского моря, способствовавшая видоизменению клифов и формированию альварных участков, на которых в дальнейшем широко развивались карстовые и элювиальные процессы. В возвышенной Эстонии, в пределах распространения легкоэродируемых девонских терригенных пород, в голоценовое время на рельеф коренных пород местами сильно воздействовали эрозионно-денудационные процессы, сопровождавшиеся гравитационными явлениями. В современное время в преобразовании рельефа коренных пород особенно заметно влияние человека, которое наиболее наглядно проявляется в Сланцевом бассейне и в районе Таллин—Маарду, где открытым способом разрабатываются горючие сланцы и фосфориты и заложены крупные карьеры, коренным образом изменившие прежний рельеф (табл. VI, 8).

Лишь небольшие формы рельефа коренных пород образовались под воздействием какого-то одного формирующего фактора. В то же время все более или менее крупные формы коренного ложа формировались под влиянием целого ряда геологических агентов и в течение весьма длительного времени. Для примера можно сослаться на формирование Северо-Эстонского и Западно-Эстонского глинта и погребенных долин (долинообразных врезов).

Например, Северо-Эстонский глинт, по всей вероятности, стал развиваться уже в промежуток времени между позднеордовикской и среднедевонской трансгрессиями (Künnapuu, 1959), и при длительном доплейстоценовом развитии его наибольшее значение имели эрозионно-денудационные процессы. Этому содействовала различная сопротивляемость денудационным процессам рыхлых терригенных вендско-кембрийских и плотных карбонатных ордовикских пород (Öpik, 1929; Orviku, 1958; Künnapuu, 1959; Марков, 1931 и др.). Немаловажное значение имели также дифференцированные тектонические движения земной коры (Tammekann, 1940 в и др.). В связи с кайнозойским поднятием Фенно-Скандии на месте Финского залива происходило локальное опускание, в пределах которого развивалась мощная речная система (Гембель, Нильсон, 1959). Энергичная эрозия этих гипотетических рек привела к образованию сильно пересеченного рельефа и разрушила первичную монолитность карбонатного покрова.

В плейстоцене, во время оледенений, глинт был частично преобразован ледниками, а в межледниковые эпохи (в частности, в эмское время) и в голоцене — водами Балтийского моря. В некоторых местах, например на острове Вяйке-Пакри и на мысе Пакри, интенсивная абразия глинта продолжается и в настоящее время. И теперь глинт преобразуется денудационными и элювиально-гравитационными процессами, а также под воздействием человека. Таким образом, формирование Северо-Эстонского глинта является примером влияния целого набора геологических факторов.

В последние годы ведется полемика по вопросу формирования по-

гребенных долин (долинообразных врезов), выработанных в коренных породах разного состава и возраста. Вместо традиционной гипотезы об эрозионном происхождении долин все чаще и чаще выдвигают гипотезу экзарационного происхождения их и согласно этому долины или долинообразные врезы рекомендуют называть ложбинами ледникового выпахивания. Наиболее последовательно эта идея выдвигается академиком Г. И. Горецким (1967, 1972а, б и др.). Основным поводом для такого заключения явилось отсутствие в долинах типичных аллювиальных отложений и широкое распространение в них морен и водно-ледниковых осадков разных оледенений. Местами с долинообразными врезами связаны гляциодислокации и на воздействие ледникового выпахивания указывают также некоторые морфологические особенности долин.

Изучение морфологии долин связано с большими трудностями, так как они обычно фиксируются лишь немногими буровыми скважинами, не позволяющими точно улавливать наиболее низкие абсолютные отметки, и чаще всего попадают на склоновые участки долин. В тех немногих случаях, когда древние долины изучены достаточно большим количеством буровых скважин и детальными геофизическими работами, установлено, что морфология долин отличается большим разнообразием. При небольшой ширине (до 1—2 км) долины местами достигают значительной глубины (до 200 м) и характеризуются V-образным или каньонообразным поперечным сечением и крутыми (30—35°) склонами (например, в Карукюла). В других местах они широкие и корытообразные (Вяэна, см. рис. 11 А) и кроме того имеют неопределенные борта и извилистое дно (рис. 12), которые носят явные следы ледниковой экзарации. Продольный профиль дна постольку, поскольку его можно считать истинным, также в отдельных случаях слабо выработан (уступчатый) и мало характерен для нормальных речных долин (рис. 16).

Приведенные примеры ледниковой экзарации, на наш взгляд, не могут опровергнуть первичное эрозионное происхождение рассматриваемых долин и долинообразных понижений. И даже было бы трудно представить себе прошлые доледниковые и межледниковые ландшафты без наличия сложно построенной речной сети. Ограниченное распространение или даже отсутствие древнеаллювиальных отложений в долинах объясняется большой скоростью глубинной эрозии и последующим выносом отложенных маломощных осадков ледниками.

Поскольку древние долины плейстоценового возраста известны на весьма обширной территории и на всех материках, то их возникновение нельзя объяснить дифференцированными тектоническими движениями. По-видимому, в конце неогена (в Польше, ГДР, в СССР в районе Сухонской низины древние долины местами врезаны в неогеновые отложения) планетарные тектонические процессы вызвали увеличение емкости океанических впадин, что привело к падению уровня океана на протяжении нескольких сот метров и обусловило интенсивный врез долин (Квасов, Малаховский, 1971).

Изменениями базиса эрозии обусловлено, видимо, также формирование в межледниковья, в частности в лихвинское время, древних долин плейстоценового возраста.

Во время оледенений долины, особенно в Северной Эстонии, где они расположены в направлении движения ледников, неоднократно подвергались сильной экзарации. Это привело к изменению продольного и поперечного профиля и к значительному расширению устьевых частей долин. Таким образом, многие из рассматриваемых долин в какой-то

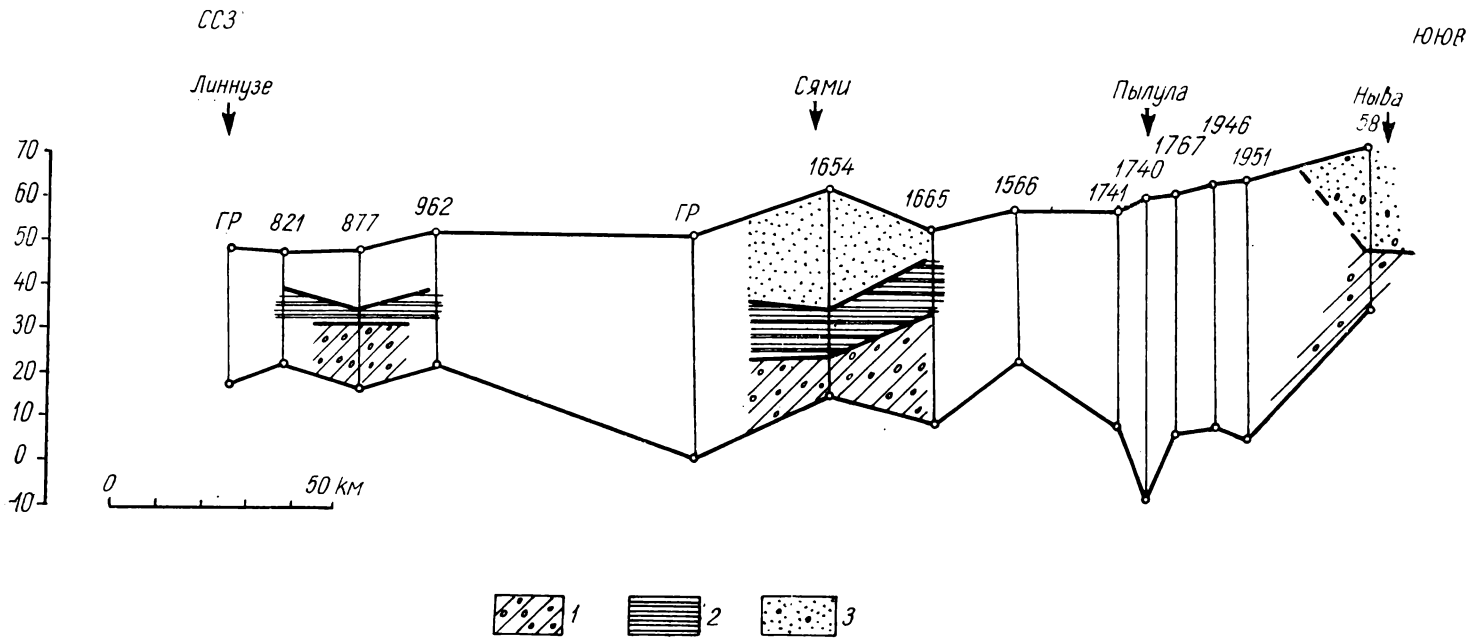


Рис. 16. Продольный профиль дна Кундаской погребенной долины, составленный А. Мийделом. Номерами обозначены скважины; ГР — гравиметрические профили. На дне долины залегает морена поздневалдайского оледенения, надстилаемая ленточными глинами и флювиогляциальными песчано-гравийными отложениями.

1 — морена; 2 — ленточные глины; 3 — флювиогляциальные отложения.

Fig. 16. Longitudinal profile of the bottom of Kunda buried valley. Figures indicate boreholes, ГР — gravimetric profiles. On the valley floor lies the till of the Late-Valdaian glaciation, overlain by varved clays and fluvioglacial sand-gravel deposits:

1 — till, 2 — varved clays, 3 — fluvioglacial deposits. Compiled by A. Mildel.

степени являются также ложбинами ледникового выпахивания и представляют собой сложные по генезису образования.

Несмотря на сравнительно небольшие амплитуды абсолютных высот, доплейстоценовый рельеф поверхности коренных пород оказывал значительное влияние на размещение ледниковых отложений и типов рельефа, на структуру и мощность плейстоценовой толщи, ледниковую экзарацию и петрографический состав отложений, на возникновение ледниковых лопастей и языков (Орвику, 1955; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971 и др.). Особенно сильным было влияние коренного рельефа на лито- и морфогенез плейстоцена, разумеется, на первых, древних этапах его. В последующем это влияние отразилось в силу унаследованности рельефа и связанной с ней повторяемостью процессов (Гайгалас, Вайтякунас, 1969). Ниже кратко характеризуется воздействие коренного рельефа Эстонии на разные явления и процессы, происходившие в плейстоцене. Поскольку в Эстонии, особенно в северной ее части, мощность четвертичных отложений сравнительно небольшая, то это влияние проявляется здесь более четко, чем, например, на более южных территориях Прибалтики.

Необходимо отметить, что рельеф коренных пород оказывал большое влияние на динамику движения ледниковых покровов — обусловливал появление ледниковых потоков, лопастей, языков и регулировал в дальнейшем их движение. Территория Эстонской ССР во время плейстоцена находилась в сфере действия двух ледниковых потоков — Балтийского и Прибалтийского*, взаимодействие, размеры и соотношения которых во времени изменялись (Гайгалас и др., 1967). Первый из этих потоков сформировался в депрессии Балтийского моря, второй — в более возвышенных районах Южной Финляндии и Восточной Прибалтики. Ледниковые лопасти и языки образовались главным образом под воздействием отрицательных мезоформ рельефа (в результате огибания возвышенностей и пр.). Однако определенное влияние оказывали, по всей вероятности, и такие факторы, как различная текучесть льда, неодинаково обильное накопление льдов в областях питания, влияние локальных центров оледенения и другие (Басаликас, 1965).

Ледниковые лопасти и языки наиболее четко выступали в начальные и заключительные фазы оледенений, когда мощность льда была сравнительно небольшая. Э. Краус (Kraus, 1928) и А. Таммеканн (Tammekann, 1938, 1940a) выделили на рассматриваемой территории в конце последнего оледенения следующие ледниковые лопасти: 1 — Чудского и Псковского озер; 2 — озера Выртсъярв (Вяйке-Эмайыги—Выртсъярв—Кырвемаа) и 3 — Рижского залива (Астиярве — низм. Пярну).

Эти лопасти явно обозначились на территории Эстонии во время хааньяской, отепяской (рис. 17) и отчасти в последующих стадиях (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). При этом в пониженных участках Рижского залива и Западной Эстонии образовалась рижская, или западно-эстонская лопасть (рис. 9, Р), которая приносила на территорию западной части Прибалтийских республик валуны из Швеции, со дна Балтийского моря и из Юго-Западной Финляндии (Гайгалас и др., 1967). Под влиянием Выртсъярвской впадины образовалась

* В новейшей отечественной литературе (см. в кн. «Палеогеография Европы в позднем плейстоцене», 1973) вместо названия «Прибалтийский поток» применяют более дробные названия: «Чудской, Ладожский и Онежско-Карельский потоки». Последние по размерам, палеогляциологическому и рельефообразующему значению трудно сравнить с Балтийским потоком.

140
100
60
20
20

выртсъярвская (рис. 9, В) и под влиянием впадины Чудского и Псковского озер — чудская ледниковая лопасть (рис. 9, Ч). Первая приносила в Среднюю Эстонию и Латвию валуны из Юго-Восточной Финляндии, в том числе с крупного Выборгского массива рапакиви.

По мере последующего отступания ледника расположение ледниковых лопастей несколько изменялось (рис. 9). Все бо́льшую роль в формировании лопастей стала играть Пандивереская возвышенность (рис. 18), которая препятствовала продвижению маломощных льдов и обусловила разделение ледникового края на западно-эстонскую и чудскую ледниковые лопасти Прибалтийского потока (Гайгалас и др., 1967), огибавшие возвышенность с запада и, в меньшей мере, с востока (рис. 18). Во время паливереской стадии, когда подо льдом находилась лишь крайняя северо-западная часть Эстонии и часть Западно-Эстонского архипелага (рис. 9), выделились сааремааская (С) и паливереская (П) лопасти, приносившие сюда валуны со дна Балтийского моря и из Юго-Западной Финляндии (Вийдинг, 1957; Раукас, 1963а).

Ледниковые лопасти и языки, приуроченные к понижениям коренного рельефа, по геологическому содержанию соответствуют выводным ледникам современных ледниковых щитов. По сравнению с межлопастными пространствами выводные ледники были более мобильными, и к ним были приурочены в основном более четко выраженные краевые формы рельефа. Наиболее интенсивной была здесь и ледниковая эрозия.

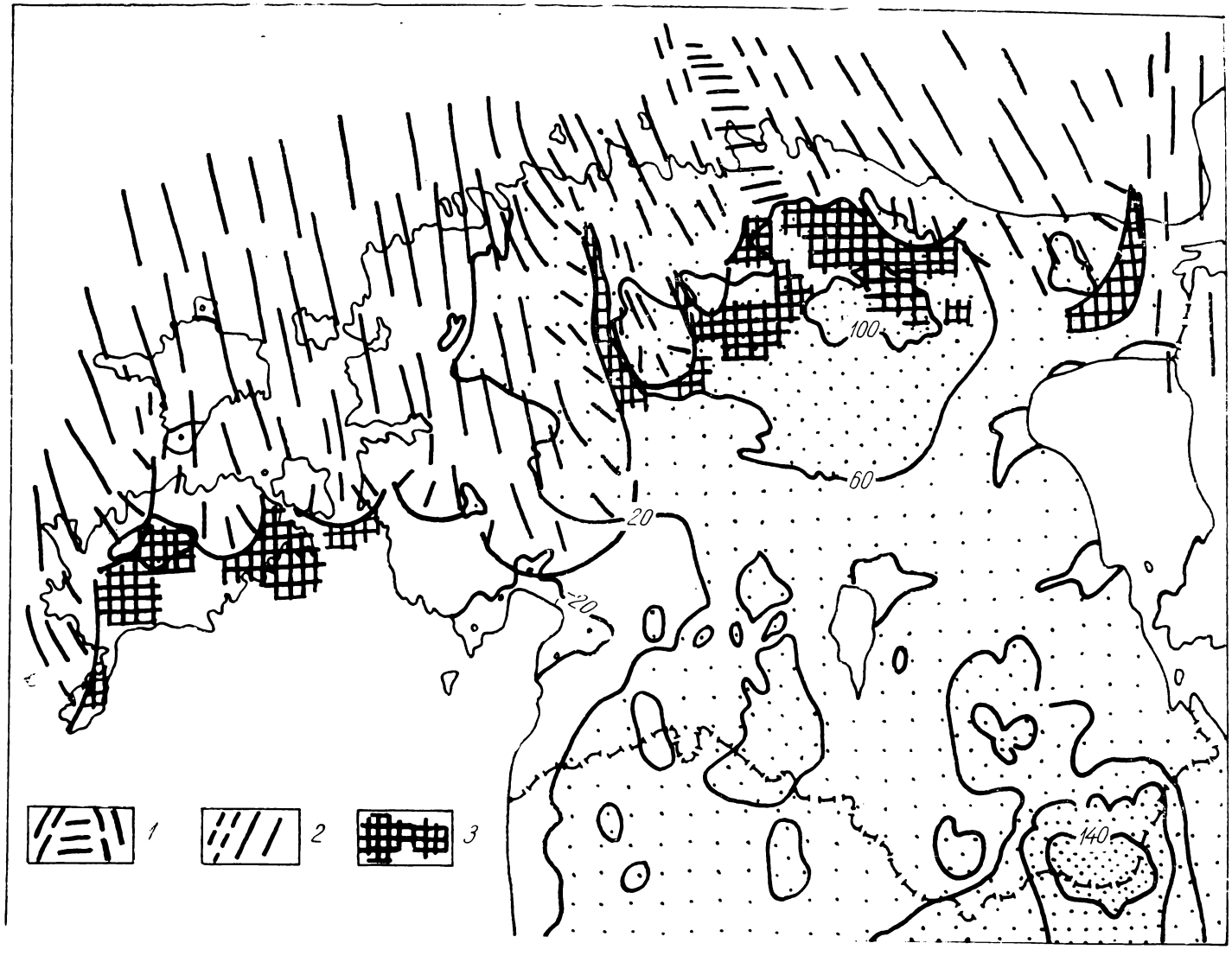
Судя по вещественному составу основной морены, весьма интенсивная экзарация происходила также на цокольных возвышениях коренного ложа, обращенных против движения ледника, и по склонам низин и долин. Северные и северо-западные склоны таких возвышений сильно отшлифованы и в Северной Эстонии часто покрыты ледниковыми шрамами. Маломощная морена на них почти целиком сложена обломками подстилающих пород (рихковая морена в Северной Эстонии, песчаниковая локальная морена в Южной Эстонии). Об интенсивной ледниковой эрозии на таких участках говорит также отсутствие морен, более древних, чем последнего оледенения.

Рельеф коренных пород оказывал значительное влияние также на характер аккумуляции, на размещение ледниковых отложений и форм рельефа (рис. 19, 20). Участками интенсивной ледниковой аккумуляции являлись районы перед уступами коренного рельефа, обращенными против движения ледниковых масс, понижения древнего рельефа (особенно древние долины) и теневые участки возвышенностей и возвышений подстилающей поверхности. Примером уступа, обращенного против движения ледников, является Северо-Эстонский глинт, перед которым во многих районах предглинтовой равнины установлены плейстоце-

---

Рис. 17. Направления движения ледников поздневалдайского оледенения в зависимости от подстилающего рельефа после формирования островных возвышенностей Юго-Восточной Эстонии. Схема составлена Р. Карукяпп. Условные обозначения см. на рис. 18.

Fig. 17. Directions of movement of the Late-Valdaian glaciation, depending upon the bedrock relief, after the formation of the South-East Estonian insular heights. Compiled by R. Karukäpp. For legends see Fig. 18.


100
60
20
20
140
1
2
3

новые отложения относительно большой мощности (20—40 м и более). Большие мощности плейстоценовых отложений нескольких оледенений установлены на дистальном склоне Пандивереской возвышенности и в пределах Саадъярвского друмлинного поля (рис. 19). В теневых участках мелких возвышений коренного рельефа местами, например близ Лихула и Таллина, сохранились сильновыветрелые коренные породы, свидетельствующие о почти полном отсутствии ледниковой эрозии на таких участках коренного рельефа.

Поверхность коренного ложа оказывала непосредственное влияние на появление трещин и целых трещинных систем в теле ледника, обусловливая образование разнообразных водно-ледниковых форм рельефа — озов, камов и холмистого рельефа (рис. 20). Последние, как известно, широко распространены в межлопастных пространствах, например на Пандивереской возвышенности, что объясняется именно особенностями коренного рельефа. Преодолевая препятствия в виде возвышенности коренного рельефа, ледники сильно растрескивались. В результате образовалась сложная система ледниковых трещин, которая в дальнейшем привела к образованию мертвого льда и хорошо выраженного расчлененного холмисто-моренного или озово-камового рельефа.

Подстилающий коренной рельеф предопределил также расположение отдельных типов ледниковых форм (Орвику, 1955; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971 и др.). Так, конечные морены напора почти всегда приурочены к повышениям рельефа дочетвертичных пород, затруднявшим продвижение ледника (Куремяги, Куузику, Найстевялья и др.).

Камы, наоборот, чаще всего связаны с понижениями доледниковой поверхности (Сельгузе, Кайу и др.), в которых после отмирания ледника скопились талые воды и возникли многочисленные подледниковые и внутриледниковые озера и пустоты.

Моренные равнины и флювиогляциальные дельты особенно характерны в районах с ровным коренным рельефом, мало благоприятствовавшим образованию трещин во льду. Флювиогляциальные потоки часто втиснуты также в древние долины и ложбины.

Четко выраженная генетическая связь с подстилающим рельефом обнаруживается при прослеживании распространения друмлинных полей в Эстонии (Орвику, 1961а). Здесь они приурочены к склонам возвышенностей (рис. 21) или к крупным впадинам древнего рельефа (например, впадина озера Выртсъярв), где создавались своеобразные условия для интенсивной ледниковой эрозии и накопления моренного материала (см. рис. 20).

Окончательно еще не выяснен вопрос о связи между характером подледниковой поверхности и распространением озов (Раукас, Ряхни,

---

Рис. 18. Направления движения ледников пандивереской стадии поздневалдайского оледенения в зависимости от подстилающего рельефа, обозначенного изолиниями и различной густотой точек. Схема составлена Р. Карукяпп.

1 — ледоразделы; 2 — направление движения ледника; 3 — мертвые льды.

Fig. 18. Directions of movement of the glaciers at the Pandivere Stage of the Late-Valdaian glaciation, depending upon the bedrock relief marked with isolines and points of different frequency:

1 — ice-sheds, 2 — direction of glacier's movement, 3 — dead ice. Compiled by R. Karukäpp.

1
2
3
4
5
6
7

Мийдел, 1971). Последние на рассматриваемой территории находятся в весьма различных топографических условиях (рис. 20). Часто радиальные озы распространяются на слабо расчлененной поверхности рельефа коренных пород, на более или менее ровных пространствах (Тапа), но нередко подстилающий озы рельеф, наоборот, сильно расчленен (Неэрути). Иногда озы приурочены к склонам возвышенностей и расположены даже против уклона поверхности коренных пород (близ Мыдрику). Многие озы связаны с древними долинами или с эрозионными ложбинами стока (Поркуни), но в некоторых местах, например близ Вийтна, озовые гряды пересекают древние долины (Ряхни, 1957, 1967).

Наиболее наглядно выявляется связь озов с древним рельефом, особенно с долинами на Сакалаской возвышенности (Лыокене, 1959, 1961; Orviku, 1935a). Так, большинство крупных озовых систем на этой возвышенности расположено в древних долинах или вблизи них — в Синиаллику—Лооди, Кобрувере—Пярсти. Вне долин находятся лишь небольшие, высотой до 5—7 м, пологосклоновые озы — Лахмузе, Паксу и др. Высокие (до 20 м) крутосклоновые (до 35°) и узкие озы расположены в узких и глубоких долинах, например близ Вяльги, а широкие и пологосклоновые (Эрма) — в неглубоких широких долинах. Долины, оказывая влияние на скорость и направление движения ледников, обусловливали появление трещин и тем самым нагромождение в них гравийно-песчаных озовых отложений (Лыокене, 1961).

В зоне краевых образований Карула и на Хааньяской и Отепяской возвышенностях связь озов с древним рельефом четко не выявляется.

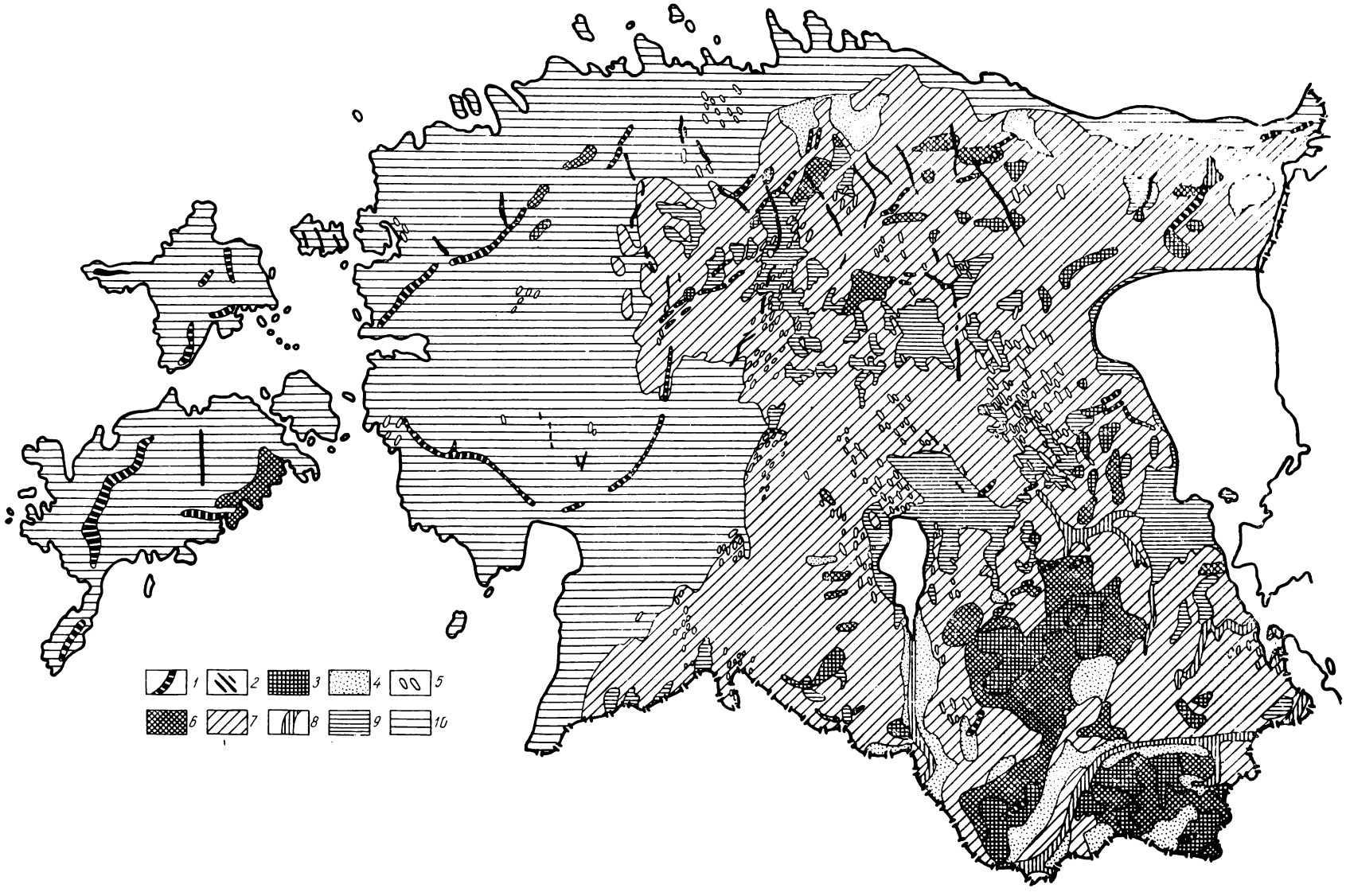
В отличие от некоторых других факторов, рельеф коренных пород при формировании плейстоценового покрова являлся постоянно действующим фактором, обусловившим в течение всего плейстоцена унаследованный характер плейстоценового лито- и морфогенеза. Места локализации ледниковых потоков и районы преобладающей экзарации и аккумуляции были на территории Эстонии в течение разных оледенений сравнительно стабильными. Так, Северо-Эстонское плато во время всех оледенений было областью экзарации, откуда вновь продвигавшиеся ледники сносили морены предыдущих оледенений. В то же время древние долины и теневые участки возвышений коренного рельефа во время разных оледенений являлись областью интенсивной аккумуляции. Увеличение мощности и наличие отложений нескольких оледенений наблюдаются также в межлопастных пространствах, например на Отепяской возвышенности между чудско-псковской и выртсъярвской лопастями. Таким образом, рельеф подледникового субстрата оказывал весьма большое влияние не только на расположение отдельных типов форм рельефа, но и на структуру плейстоценовой толщи в целом.

Рис. 19. Мощность четвертичных отложений Эстонии («Гидрогеология СССР, т. XXX, с. 71).

1 — менее 5 м; 2 — от 5 до 10 м; 3 — от 10 до 20 м; 4 — от 20 до 40 м; 5 — от 40 до 60; 6 — от 60 до 80 м; 7 — свыше 80 м.

Fig. 19. Thickness of Guaternary deposits in Estonia (Hydrogeology of the U.S.S.R., v. XXX, p. 71):

1 — below 5 m, 2 — from 5 to 10 m, 3 — from 10 to 20 m, 4 — from 20 to 40 m, 5 — from 40 to 60 m, 6 — from 60 to 80 m, 7 — over 80 m.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

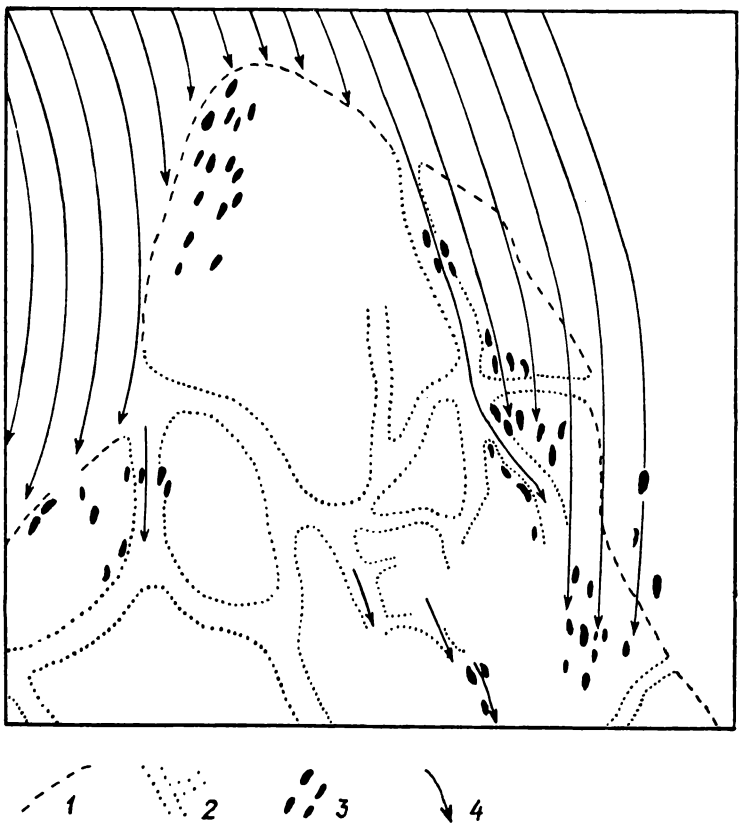


Рис. 21. Влияние рельефа коренных пород на движение материкового льда последнего оледенения и на формирование друмлинов на примере Сакалаской возвышенности (по Э. Лыокене).

1 — граница возвышенности; 2 — древние долины; 3 — друмлины; 4 — направление движения ледников.

Fig. 21. Influence of bedrock relief on the movement of continental ice during the last glaciation, and on the formation of drumlins on the example of the Sakala elevation (after E. Lõokene):

1 — elevation boundary, 2 — ancient valleys, 3 — drumlins, 4 — direction of movement of glaciers.

Рис. 20. Важнейшие плейстоценовые формы рельефа на территории Эстонии

1 — конечные морены и маргинальные озы; 2 — радиальные (межлопастные) морены и радиальные озы;3 — камы; 4 — зандры и флювиогляциальные дельты; 5 — друмлины; 6 — холмистый рельеф; 7 — моренные равнины и абразионно-аккумулятивные равнины местных ледниковых озер; 8 — долины стока талых вод ледника; 9 — озерные равнины; 10 — абразионно-аккумулятивные равнины Балтийского ледникового озера (и последующих стадий Балтийского моря ниже уровня трансгрессивной фазы B_3). Карта составлена Р. Карукяпп.

Fig. 20. The most important Pleistocene relief forms on Estonian territory:

1 — end moraines and marginal eskers, 2 — radial (interlobate) moraines and radial eskers, 3 — kames, 4 — sandurs and fluvioglacial deltas, 5 — drumlins, 6 — hilly relief, 7 — till plains and abrasion-accumulation plains of local glacial lakes, 8 — drainage of meltwaters, 9 — abrasion-accumulation plains of the Baltic Glacial Lake and younger basins of the Baltic Sea (below the level of the transgression phase B_3). Compiled by R. Karukäpp.

3.2. НЕОТЕКТОНИКА И ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЕ В СТРУКТУРЕ И РЕЛЬЕФЕ ТЕРРИТОРИИ

Неотектонику мы, согласно Н. Николаеву (1962 и др.), рассматриваем как совокупность проявления тектонических движений земной коры и других связанных с ними эндогенных явлений, проявившихся в виде структурообразных и аморфогенных процессов, происходивших в неоген-четвертичное время и продолжающихся в наши дни. Из неотектонических движений ниже рассматриваются в основном новейшие движения, происходившие в течение неогена и плейстоцена. К сожалению, о них и о проявлении их на территории Эстонии имеется сравнительно мало данных.

Как известно, во многих районах СССР и на зарубежных территориях к началу неогена относится наибольшее усиление активности тектонических движений, проявляющееся в образовании различных пликативных и дизъюнктивных нарушений или даже в смене тектонического режима области (Николаев, 1962 и др.; Шульц, 1958 и др.). На территории Эстонии, как типичной области материковых платформ, в это время, видимо, не происходило особенно интенсивных разрывных движений, а также существенного изменения тектонического режима, унаследованного еще с палеозоя.

В позднеогеновое время территория Эстонии явно испытывала общее тектоническое поднятие, однако из-за отсутствия здесь соответствующих отложений восстановить ход и амплитуду этих движений пока невозможно. Раннечетвертичные движения были вызваны, вероятно, отчасти упругими деформациями в верхней части земной коры, распространившимися перед фронтом ледника (Гуделис, 1960 и др.).

Учитывая результаты исследований, проведенных в соседних республиках, можно предположить, что в плейстоцене на территории Эстонии продолжалось общее поднятие земной коры, которое во время оледенений из-за гляциоизостатической нагрузки сменялось временными опусканиями. Таким образом, неоднократное наступание ледников в плейстоцене вызывало многократные поднятия и опускания земной коры, обусловливая волновой характер новейших движений (Гуделис, 1960, 1964). Гляциоизостатические движения происходили, по всей вероятности, на фоне унаследованных, сравнительно незначительных по интенсивности эпейрогенических движений (Можаев, 1969).

Практически единственными свидетелями, позволяющими косвенно определить суммарную величину вертикального перемещения земной коры в неоген-четвертичное время и характер этих явлений, были древние погребенные долины с различной глубиной вреза: в Северной Эстонии до 130, а в Южной до 207 м (Каяк, 1966, 1970; Мийдел, 1966б; Орвику, 1960в).

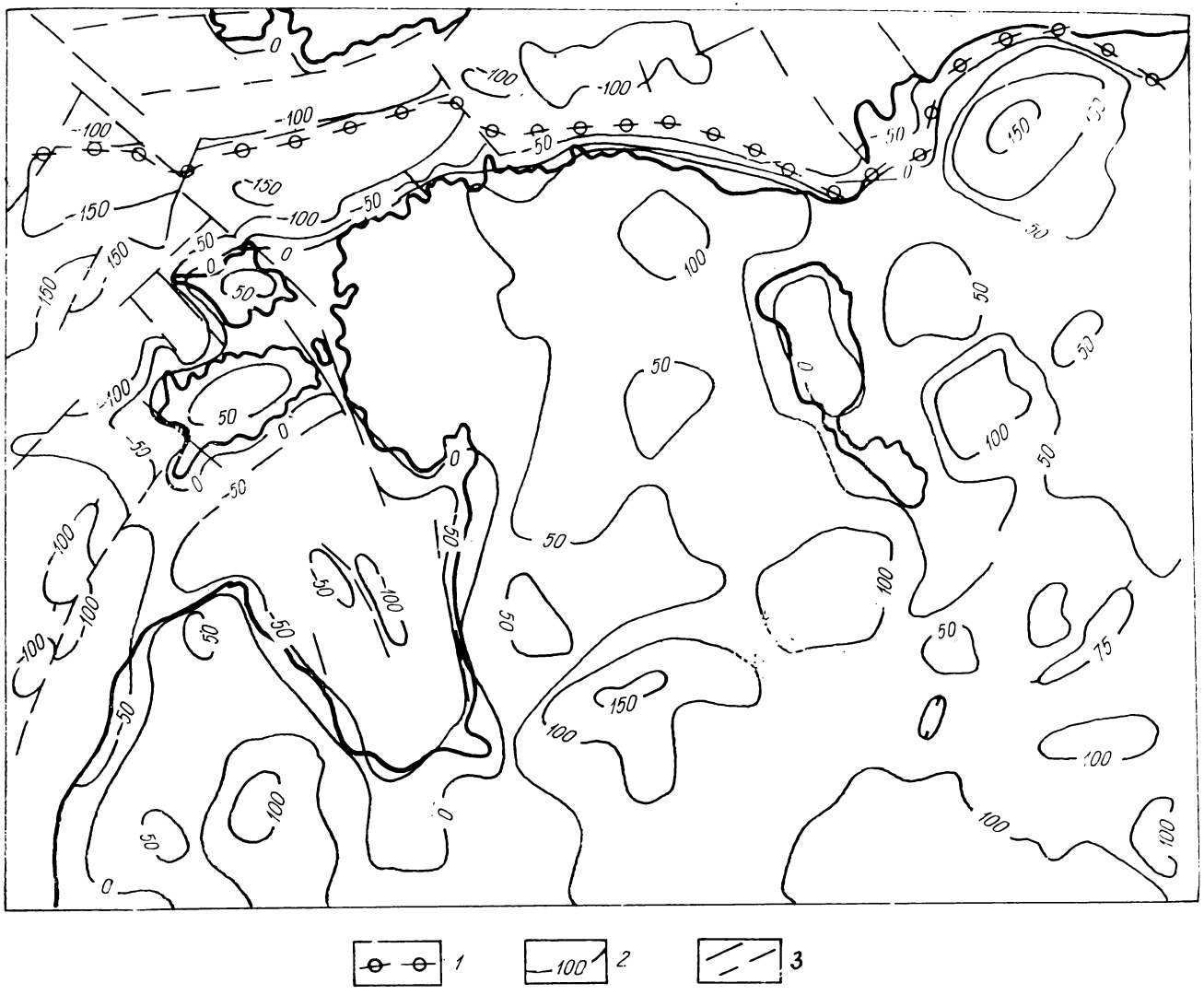
Учитывая отмеченную максимальную глубину вреза известных на территории Эстонии погребенных долин, можно полагать, что суммарная величина относительного вертикального перемещения земной коры в неоген-четвертичное время, возможно, превышала здесь 200 м. Для точного определения суммарного поднятия, а также характера и интенсивности новейших движений второго и третьего ранга у нас не имеется данных. Стратиграфия отложений, заполняющих древние долины, изучена с этой целью еще недостаточно (Орвику, 1960б). Кроме того, как отмечает В. Гуделис (1964), использование данных по абсолютной глубине залегания погребенных долин для расчета новейших верти-

кальных тектонических движений всегда является лишь приближенным и относительным, так как в выработке этих долин кроме флювиальной эрозии и тектонических движений непосредственное участие принимали еще ледниковое выпахивание, выветривание и прочие геологические процессы. Притом буровыми работами, как правило, вскрываются только определенные участки погребенных долин, часто далеко не самые глубокие, имеющие разный возраст и характер захоронения.

Необходимо учесть, что заложение древних погребенных долин было обусловлено не только неотектоническим поднятием территории, но и низким положением уровня океана в неогене. Однако на этот факт не всегда обращают достаточное внимание. Отметим, что амплитуда эвстатических колебаний уровня Мирового океана за четвертичное время оценивается суммарной величиной до 300 м (Kliewe, 1963). Общий базис эрозии на территории Эстонии в позднем неогене находился не ниже 200 м от современного уровня моря. Исключение фактора эвстатических колебаний уровня моря — нелегкая задача, и в связи с этим все приведенные в литературе данные о суммарном поднятии земной коры в неоген-четвертичное время следует считать ориентировочными. На новейших картах неотектонических движений Европейской части СССР (Nikolayev, Babak, Medyantsev, 1967 и др.) показано, что суммарное поднятие территории западной части Эстонии, за исключением островов Западно-Эстонского архипелага, в общем не превышало 50 м и в восточной части республики, за исключением Пандивереской и южно-эстонских возвышенностей, — 100 метров (рис. 22).

Значительно более доступны для исследования и поэтому более подробно изучены движения земной коры, происходившие в позднеледниковое время. Эти дифференцированные движения были наиболее интенсивными сразу после освобождения территории республики от ледникового покрова (Орвику, 1960 в). Затем темп поднятия постепенно убывал, о чем говорит расположение древнебереговых образований Балтики и приледниковых озер. Так, К. Пярна (1962) выяснил, что градиенты поднятия крупных местных приледниковых озер A_1 и A_2 меньше градиентов уровней Балтийского приледникового озера. Он обратил также внимание на изменение азимута направления наибольшего поднятия в поздне- и послеледниковое время (соответственно 335±5° и 326°), что свидетельствует о постепенном затухании тектонических движений и о преимущественно гляциоизостатическом характере их. В пользу последнего предположения говорят также данные Г. Желнина (Zhelnin, 1966) о более интенсивном поднятии западной части о-ва Сааремаа по сравнению с восточной. Объясняется это, вероятно, тем, что освобождение западной части острова от покрова материкового льда происходило позднее по сравнению с его восточной частью (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

После освобождения определенной полосы территории от покрова ледника, видимо, сразу происходило быстрое волнообразное поднятие ее, за которым в дальнейшем последовало постепенное, более медленное поднятие земной коры, охватывающее уже значительно бóльшую территорию (Gudelis, 1916, и др.). Если принять во внимание высоту изобаз Балтийского ледникового озера в северо-западной части территории республики (Орвику, 1960в; Пярна, 1960), абсолютные высоты полуострова Кыпу и время его возвышения над уровнем моря (Кессел, Раукас, 1967), то получится, что скорость поднятия северо-западной части территории республики в позднеледниковое время превышала


0
-100
-50
50
100
150
75
1
2
3

20 мм/год. В пребореальное время интенсивность поднятия составляла здесь около 13 мм/год, а во второй половине атлантического времени только 4,5 мм/год. В настоящее время этот район поднимается со скоростью лишь около 3 мм/год (Желнин, 1960).

Еще более внушительные данные были недавно получены Х. Кессел и А. Мийделом (1973, с. 259). Начиная со времени образования приледникового озера A_I (G_I), соответствующего максимуму распространения ледника пандивереской стадии 12 050 лет назад (Раукас, Ряхни, Мийдел 1971), и до образования береговой линии Иольдиевого моря (Y_{II}), возраст которой около 9600 лет (Кессел, Пуннинг, 1969), Северо-Западная Эстония в целом поднялась примерно на 65 м, а в течение последующих 9600 лет — всего лишь на 50 м. Исходя из возраста береговых линий A_I и Y_{II} и величины суммарного поднятия, Х. Кессел и А. Мийдел определили среднюю скорость поднятия за позднеледниковое время в окрестностях Таллина и Пярну соответственно 26,5 и 18,4 мм/год. В послеледниковое время средняя скорость поднятия в этих же пунктах была только 4,2 и 1,0 мм/год соответственно.

При изучении градиентов древних береговых линий (рис. 23) Х. Кессел и А. Мийдел (1973, с. 259) установили, что именно в конце аллереда или в начале позднего дриаса интенсивность поднятия земной коры особенно резко увеличилась. Эти обусловленные гляциоизостатическими причинами движения происходили настолько быстро, что они полностью маскировали собственно тектонические движения, присущие отдельным тектоническим структурам. По мнению В. Гуделиса (1973), интенсивные гляциоизостатические движения этого времени активизировали унаследованные тенденции движений отдельных тектонических структур по зонам глубинных разломов, например тектонических нарушений в зоне Нарва—Пярну. Отчетливые признаки разрывных (грабеноподобных) дислокаций того времени обнаружены и в Рижском заливе.

После позднего дриаса скорость поднятия постепенно уменьшалась до первой четверти атлантического климатического периода, а затем довольно резко вплоть до последней четверти этого периода (рис. 23). Конец атлантического и начало суббореального климатических периодов характеризуются относительной стабильностью поднятия. Новое, более значительное замедление поднятия приурочено к середине суббореального и к началу субатлантического климатических периодов. Таким образом, и в голоцене процесс поднятия протекал во времени неравномерно.

Рис. 22. Неотектоническая карта Эстонии (вырезка из неотектонической карты Фенноскандии и прилегающих районов). Составлена Н. И. Николаевым, В. И. Бабаком и Х. И. Медианцевым (Nikolayev, Babak, Medyantsev, 1967).

1 — граница Балтийского щита и Восточно-Европейской платформы; 2 — изолинии неоген-четвертичных деформаций на фоне дочетвертичных поверхностей выравнивания; 3 — неоген-четвертичные разломы.

Fig. 22. Neotectonic map of Estonia (from the neotectonic map of Fennoscandia and the neighbouring areas). Compiled by N. Nikolayev, V. Babak, and H. Medyantsev (1967): 1 — boundary of the Baltic Shield and the East-European platform, 2 — isolines of total Neogene-Quaternary deformations on Pre-Neogene and Late-Tertiary planation surfaces showing newest structural forms, 3 — Neogene-Quaternary deformations of different types.

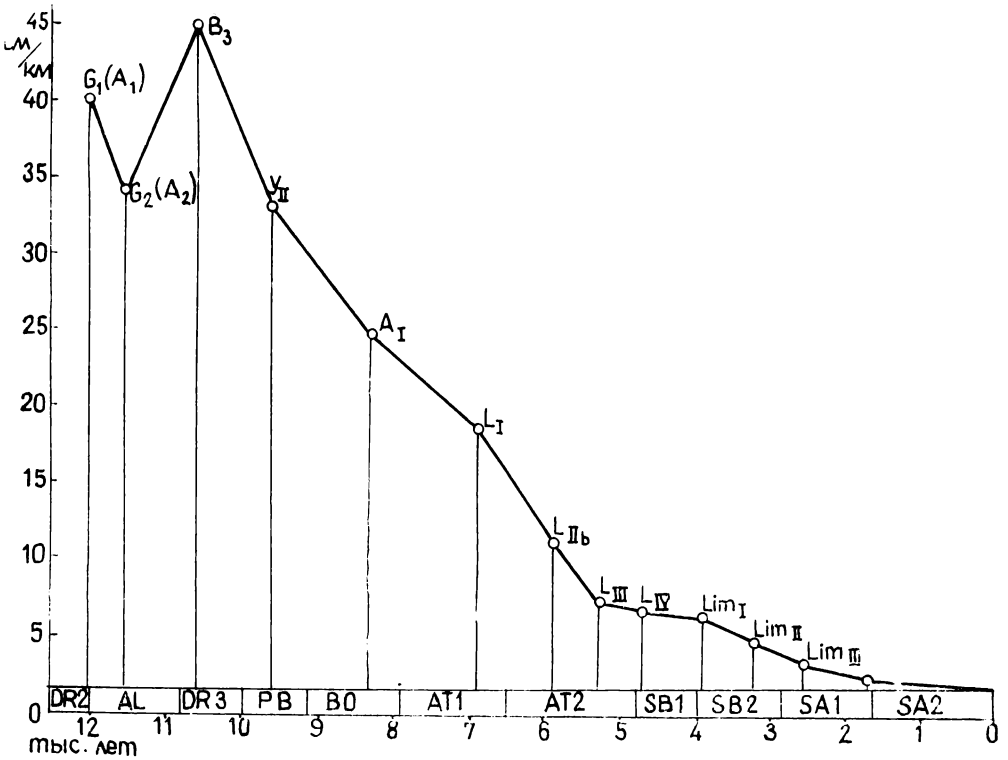


Рис. 23. Кривая изменения градиентов береговых линий разновозрастных озерно-ледниковых водоемов и стадий Балтийского моря (Кессел, Мийдел, 1973).

Fig. 23. Variations of gradient curves of the coast lines of different-aged limnological basins and the Baltic Sea stages (Kessel, Miidel, 1973).

Интенсивность новейших, молодых и современных движений на территории Эстонии уменьшается в юго-восточном направлении, причем юго-восточная часть территории республики в настоящее время не поднимается, а опускается (Желнин, 1960; Рандъярв, 1966, 1968а, б). Совпадение картины изменения интенсивности современных и более древних движений убедительно говорит об унаследованном характере первых (Орвику, 1960в).

Выше уже обращалось внимание на мелкоблоковое строение кристаллического фундамента и совпадение некоторых ледниковых форм рельефа с зонами тектонических нарушений в фундаменте и палеозойской осадочной толще. К зонам тектонических нарушений в ряде случаев приурочены древние ложбины стока (Вильянди, Аэгвийду, Поркуни—Валгейые), конечные морены (например, Синие горы) или прочие маргинальные образования (Ийзаку—Иллука и др.), радиальные озы (Сиймусти), друмлины (Тюриское друмлинное поле) и, вероятно, даже целые комплексы краевых ледниковых форм рельефа, например краевые образования в Паункюла—Палукюла—Вахасту и Лелле—Хагуди—Кохила, окружающие так называемый махтраский блок фундамента (Ряхни, 1973, с. 375). В Северной Эстонии простирание мно-

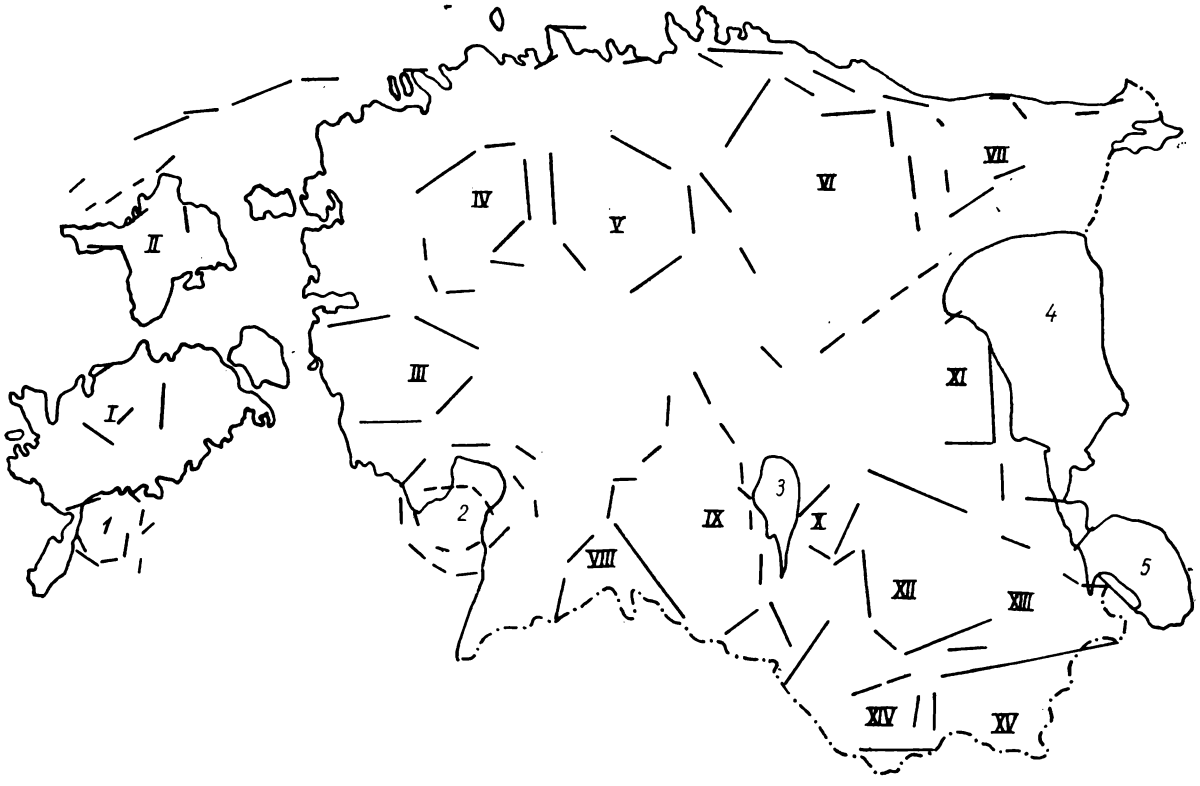


Рис. 24. Подымающиеся и опускающиеся неотектонически активные блоки осадочного чехла по Э. Ряхни (1973).

Подымающиеся блоки: I — Сааремааский, II — Хийумааский, III — Михклиский, IV — Варболаский, V — Махтраский, VI — Пандивереский, VII — Йыхвиский, VIII — Мыйзакюлаский, IX — Сакалаский, X — Элваский, XI — Каллластеский, XII — Угандиский, XIII — Яхьяский, XIV — Карулаский, XV — Хааньяский. Опускающиеся блоки: 1 — Суур-Катлаский, 2 — Пярнуский, 3 — Выртсъярвский, 4 — блок Чудского озера, 5 — блок Псковского озера.

Fig. 24. Neotectonically active lifting and sinking blocks of the sedimentary over, after E. Rähni (1973). Lifting blocks:

I — Saaremaa, II — Hiiumaa, III — Mihkli, IV — Varbola, V — Mahtra, VI — Pandivere, VII — Jõhvi, VIII — Mõisaküla, IX — Sakala, X — Elva, XI — Kallaste, XII — Ugandi, XIII — Ahja, XIV — Karula, XV — Haanja. Sinking blocks: 1 — Suur-Katla, 2 — Pärnu, 3 — block of Võrtsjärv Lake, 4 — block of Peipsi Lake, 5 — block of Pihkva Lake.

гих озовых систем совпадает с преобладающим направлением тектонических трещин в коренных породах, и к ним приурочены многочисленные, часто водообильные источники трещинно-карстовых вод (Хейнсалу, Сильдвеэ, 1971). Это как бы говорит о наличии прямой связи между зонами распространения разных ледниковых форм рельефа и зонами разломов в фундаменте, а также и об активизации последних в плейстоцене.

Согласно такой трактовке, Э. Ряхни (1973, с. 335) выделил на территории республики 15 поднимающихся и 5 опускающихся блоков (рис. 24). Он считает возможным, что в ряде случаев эти неотектонически активные блоки состоят еще из серии более мелких блоков.

Необходимо все же отметить, что значительно чаще наблюдается несовпадение ледниковых форм рельефа с тектоническими структурами (например, озы Аэгвийду—Паукъярве и Тапа—Пикасааре—Вийтна, Отепяская возвышенность и др.) или это совпадение явно случайное. В большинстве случаев при совпадении ледниковых форм рельефа с разломами в фундаменте в осадочном чехле никаких тектонических нарушений не отмечается. Следует обратить внимание также на несогласованность простираний изобаз поздне- и послеледникового поднятий с простиранием геологических структур фундамента.

Все это показывает, что названные структуры в действительности являются в основном древними, отмершими и что новейшие дифференцированные мелкоблоковые движения в формировании ледниковых форм рельефа обычно не играли большой роли. Незначительна их роль также в продвижении ледников и распределении отложений в краевой зоне ледника. Как известно, скорость аккумуляции ледниковых отложений довольно большая, а интенсивность и амплитуды неотектонических движений относительно незначительные. Однако направленное развитие отдельных структур в течение всего плейстоцена явно могло вызвать увеличение или уменьшение мощности плейстоценовых отложений в целом и повлиять на их структуру. Для примера можно сослаться на Хааньяский купол Валмиерско-Локновского поднятия, на которого обратили внимание С. Шульц (1958) и Б. Можаев (1969).

О продолжающемся поднятии Хааньяской возвышенности в послеледниковое время свидетельствуют асиметричное строение ряда речных долин в Юго-Восточной Эстонии (например, р. Пиуза; Liblik, 1966) и характер накопления аллювиальных отложений в них (Мийдел, 1966). Необходимо все же добавить, что относительно поднятия Хааньяской возвышенности в настоящее время имеются противоположные мнения. Основываясь на результатах повторных нивелировок высокой точности, Г. Желнин (1960) в свое время предполагал, что в пределах возвышенности происходит общее медленное поднятие земной коры, в то время как исследования Ю. Рандъярва (1966, 1968а, б) по этому же материалу указывают на довольно быстрое (до 1,8 мм/год) опускание территории возвышенности. На новейшей карте изобаз территории Эстонии, составленной Л. Валлнер и Г. Желниным (1975), территория возвышенности опускается со скоростью около 1 мм/год.

Не отрицая полностью наличия новейших движений блокового характера в отдельных районах республики, автор все же считает необходимым обратить внимание на явное преувеличение их рельефообразующей роли отдельными исследователями (Берзинь, 1969; Хейнсалу, Сильдвеэ, 1971; Ряхни, 1973 и др.) и на применяемую ими недостаточно

разработанную методику. В некоторых случаях выводы о блоковых движениях земной коры делаются не на основе комплекса данных, а лишь на основании отдельных феноменов и при наличии противоречивого фактического материала (Ряхни, 1963в, 1973 и др.). В настоящее время нет неопровержимых фактов, позволяющих говорить о большой подвижности мелких блоков кристаллического фундамента на территории Эстонии. Смещения реперов при повторных нивелировках чаще всего связаны не с современными блоковыми движениями земной коры, а с экзогенными процессами (Сильдвээ, Мийдел, Желнин, 1973). На это указывает нередкое смещение реперов над погребенными долинами или вблизи них, в городах, в которых установлено уплотнение осадков и т. д. Вероятнее всего, что интенсивность этих движений была столь мала, что они обычными геолого-геоморфологическими и геофизическими методами или вообще не улавливаются, или находятся в пределах чувствительности методов. Здесь необходимо иметь в виду, что над кристаллическим фундаментом залегает мощная разнородная толща осадочных пород венда и палеозоя и поэтому все тектонические напряжения, вызванные вертикальным перемещением блоков, по-разному перераспределяются и трансформируются в различных литологических комплексах осадочного чехла. Они проявляются с определенным опаздыванием (Гуделис, 1973) и поэтому мало вероятно, что контуры блоков фундамента хорошо совпадут с плейстоценовым рельефом или с изобазами позднe- или послеледниковых поднятий.

Какую-то роль в образовании ледникового рельефа могли играть, вероятно, неоген-плейстоценовые землетрясения. Работами последних лет установлена значительная современная сейсмичность в пределах Балтийского щита (Kääriäinen, 1953; Бискэ, 1961 и др.). Наиболее активные в сейсмическом отношении районы отмечены в Норвегии, в пределах Ботнического залива, на юго-западном берегу Кольского полуострова, в Северной Карелии и на побережье Баренцова моря. На территории Эстонии известны землетрясения силой порядка 3-х баллов * (Doss, 1898, 1913а, б; Klaamann, 1964). Как современная, так и неоген-плейстоценовая сейсмичность могла вызывать временное оживление старых тектонических линий и возникновение новых мелких структур в фундаменте и коренных породах, а также повлиять на формирование некоторых плейстоценовых форм рельефа (озов и др.).

Наибольшей унаследованностью и относительной интенсивностью новейших движений характеризуются линейные элементы новейших структур, генетически связанные с разломами в фундаменте (Берзинь, 1969 и др.). В связи с этим необходимо обратить внимание на существование позднеледниковой шарнирной линии в Средней Эстонии, совпадающей с неотектонически активной зоной палеозойских нарушений северо-восточного простирания примерно по линии Пярну—Навести—Нарва (Орвику, 1960в). С удалением от этой зоны к юго-востоку интенсивность тектонического поднятия постепенно уменьшается, а к северо-западу увеличивается. Геодезические (Уттер, 1964; Желнин, 1964; Zhelnin, 1966) и геоморфологические данные (Мийдел, 1966а; Орвику, 1960в, 1969) свидетельствуют о том, что вдоль этой тектонической зоны довольно интенсивные движения земной коры продолжаются и в совре-

---

* 25 октября 1976 г. в 11ч 39′46″ в Северо-Восточной Эстонии произошло землетрясение силой в эпицентре (в районе о-ва Осмуссаар) до 6—7 баллов (по 12-бальной шкале).

менное время, подразделяя всю территорию республики на два различных по интенсивности поднятия крупных блока. Учитывая значительное изменение градиента поднятия уровня Балтийского ледникового озера B_3 между Райккюла—Пакка и возвышенностью Сакала (Пярна, 1962), можно предположить, что скорости поднятия земной коры по обеим сторонам от шарнирной линии отличались в позднеледниковое время еще в большей степени, чем теперь.

При рассмотрении вопросов неотектоники целесообразно остановиться также на проявлениях гляциальной тектоники, которые на соседних территориях нередко интерпретируются как проявления новейшей тектоники. Соответствующие нарушения, обусловленные динамическим воздействием материкового льда на более или менее крутые склоны коренных пород или на более древние четвертичные отложения, расположенные против движения льда, известны на территории Эстонии в нескольких местах. В отличие от собственно тектонических структур, гляциальные нарушения (гляционадвиги, скольжения пластов, сбросы и микросбросы, пологие асимметричные складки выдавливания и пр.) охватывают лишь поверхностную часть ложа, на глубину, обычно не превышающую 5—6 м. Они часто наблюдаются в обрыве Северо-Эстонского глинта и на клифах острова Сааремаа (Каугатума, Кюбассааре и др.). В наиболее типичном виде гляциальные нарушения описаны К. Орвику (Orviku, 1936a) в карьерах по добыче сланца в Кюттейыуд (чешуйчатые псевдонадвиги) и в карьере строительного известняка Кунда-Ару (пологие складки выдавливания, осложненные псевдонадвигами).

Образованию гляциодислокаций нередко способствовали собственно тектонические нарушения, на что указывает частое совместное распространение их (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Для примера можно сослаться на гляциотектонические нарушения в Сланцевом бассейне, близ Кохтла-Рутику и Сиргала, где они встречаются в зоне тектонических нарушений и находятся непосредственно над антиклинальными складками (Heinsalu, 1970). Глубина гляциотектонических нарушений близ Кохтла-Рутику достигает 11 м, близ Сиргала — 3 м. Амплитуды гляционадвигов в отмеченных местонахождениях составляют соответственно 15—17 и около 7 м. Сдвинутые ледником с первоначального места залегания коренные карбонатные породы сильно раздроблены и трещиноваты.

В группе гляциодислокаций условно можно рассматривать также отторженцы, обнаруженные в разных районах республики, как в Северной, так и в Южной Эстонии. Крупные отторженцы кембрийских и ордовикских пород входят, например, в состав краевых ледниковых образований в районе Синих гор, которые генетически являются напорной конечной мореной (Hausen, 1913; Jaanson-Orviku, 1926; Марков, 1931 и др.). Синие горы (табл. VII, 9) представляют собой ориентированную в широтном направлении гряду из трех крупных холмов общей длиной около 5 км. Отторженцы установлены в составе всех трех холмов. По данным К. Орвику (Jaanson-Orviku, 1926), породы азерискогo горизонта лежат здесь на 21 м выше их нормального залегания. Слои наклонены в основном на юго-юго-восток или юго-юго-запад под углом от 18—25° до 60—70°. Прослеживаются также слои, залегающие вертикально (рис. 25) или образующие складки, внутри которых обнаружены плейстоценовые отложения (табл. IX, 14). Плейстоценовые отло-

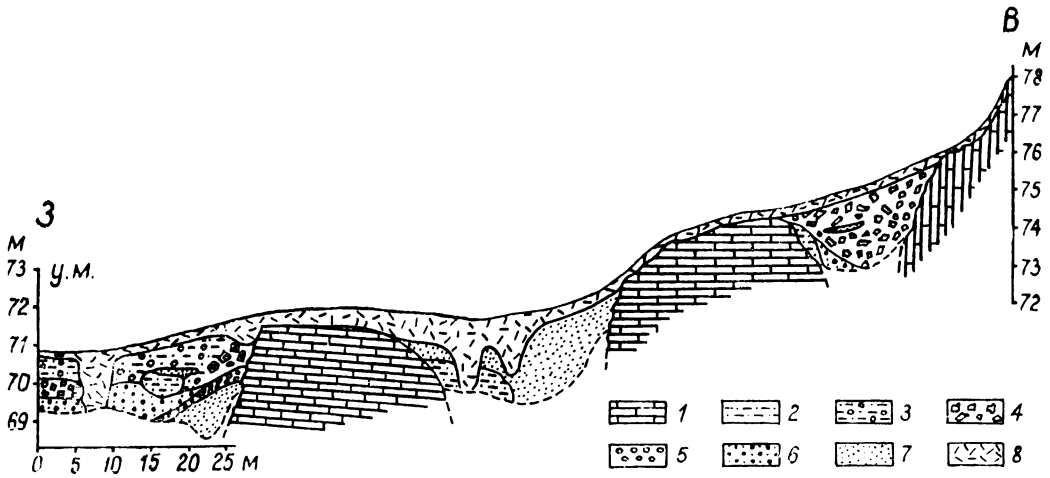


Рис. 25. Один из разрезов с отторженцами в конечной морене Вайвара-Синимяэд (южный склон Паргимяги).

1 — отторженцы карбонатных пород азерского? горизонта; 2 — зеленая глинистая морена; 3 — бурая песчанистая морена; 4 — серая карбонатная морена; 5 — галечники; 6 — песчанистый гравий; 7 — косослоистый песок; 8 — почвенный слой (Мийдел, Паап, Раукас, Ряхни, 1968).

Fig. 25. Section with big erratics in the end moraine of the Blue Hills at Vaivara (the southern slope of Pargimägi):

1 — erratics of carbonate rocks from Aseri (?) horizon, 2 — green clayey till, 3 — brown sandy till, 4 — grey carbonate till, 5 — coarse gravel and pebble, 6 — sandy gravel, 7 — obliquely laminated sand, 8 — soil (Miidel, Paap, Raukas, Rähni, 1968).

жения в виде морены и флювиогляциальных отложений заполняют также промежутки между глыбами—отторженцами. В коренных породах наблюдаются ясные следы ледникового напора, причем изогнутость верхов вертикально залегающих слоев в дистальном направлении и ориентация глыб указывают на направление движения ледника примерно с севера на юг (Мийдел и др., 1969, с. 374; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971, с. 31). Образованию напорной конечной морены и захвату отторженцев несомненно содействовали тектонические нарушения, установленные в окрестности Синих гор (Вахер и др., 1962). Крупные глыбы коренных пород в напорной морене, по мнению К. Орвику (Jaanson-Orviku, 1926), были в основном оторваны от глинта, в 4—5 км к северу или к северо-западу от их нынешнего местонахождения. Отчасти они были захвачены ледником также из районов распространения складкообразных поднятий севернее Синих гор или смяты в складки прямо на месте их коренного залегания (Раукас и др., 1971, с. 32). Все это в совокупности свидетельствует о большой разрушительной и транспортирующей роли ледников.

О громадном напорном воздействии ледников, вероятно, говорят интересные, хотя все же довольно дискуссионные геологические наблюдения Н. Тамма (Thamm, 1962, p. 41) на расположенном в Финском заливе небольшом острове Осмуссаар, который, по его мнению, под натиском ледников был повернут по вертикальной оси порядка $17^1/_2°$ (рис. 26). На это как будто указывает несовпадение трещиноватости в коренных породах острова и поблизости находящегося материка, а

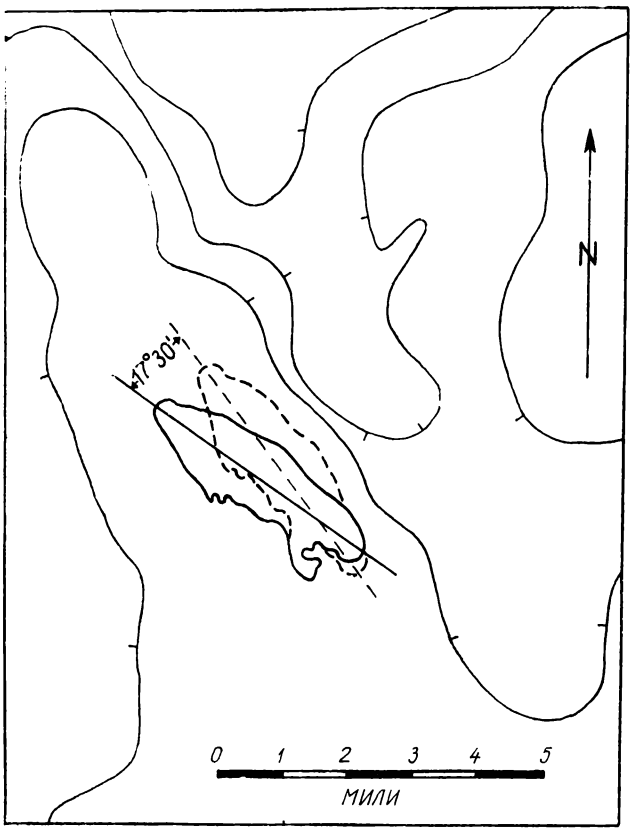


Рис. 26. Доплейстоценовое (показано прерывистой линией) и современное (непрерывной линией) расположение острова Осмуссаар с изображением рельефа (через 5 футов) прилегающего морского дна по Н. Тамму (Thamm, 1962).

Fig. 26. Pre-Pleistocene (marked with broken line) and contemporary (continous line) location of the island of Osmussaar and the relief of adjacent sea bottom after 5 feet, according to N. Thamm (1962).

также ориентация острова относительно рельефа морского дна. Изменению первоначальной доледниковой ориентации острова, по мнению Н. Тамма, способствовало залегание его на относительно пластичных синих глинах кембрия.

4. СТРОЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ТОЛЩИ

Мощность плейстоценовых отложений на территории Эстонии колеблется в больших пределах. Отдельные районы Северной Эстонии (напр., близ Таллина и Кохтла-Ярве) совершенно лишены четвертичного покрова (так наз. альварные участки; см. рис. 27), в то время как в других местах (напр., на возвышенностях Южной Эстонии) мощность четвертичных, преимущественно плейстоценовых отложений иногда превышает 100—150 м. В разных районах Эстонии большие различия наблюдаются не только в мощности плейстоценовых отложений, но и в возрасте, условиях залегания и вещественном составе их. Учитывая неодинаковый характер накопления отложений в разных районах Эстонии, особенно на возвышенностях и равнинах, представляется целесообразным рассмотреть строение плейстоценового покрова на территории республики по отдельным природным районам, в которых вещественный состав и условия формирования плейстоценовых отложений были относительно близкими. Это облегчает корреляцию отложений и позволяет более надежно устанавливать закономерности формирования плейстоценового покрова на всей территории Эстонии.

При рассмотрении строения плейстоценовой толщи нами выделены следующие природные районы (рис. 28):

1. Предглинтовая низина и острова Финского залива.
2. Северо-Эстонское плато:
   - 2.1. Вируское плато.
   - 2.2. Харьюское плато.
   - 2.3. Хаапсалуская низина.
   - 2.4. Западно-Эстонский архипелаг.
   - 2.5. Пандивереская возвышенность.
3. Средне-Эстонские друмлинные поля:
   - 3.1. Саадъярвское друмлинное поле.
   - 3.2. Тюриское друмлинное поле.
   - 3.3. Колга-Яниское друмлинное поле.
   - 3.4. Средне-Эстонская равнина с Пылтсамааским друмлинным полем.
4. Район озерных впадин и древних ложбин стока.
   - 4.1. Впадина Чудского озера.
   - 4.2. Впадина Выртсъярвского озера с Валгаской низиной и долиной р. Вяйке-Эмайыги.
   - 4.3. Харглаская и Выру-Пиузаская низины.

5. Возвышенности Южной Эстонии:
   5.1. Сакалаская.
   5.2. Отепяская.
   5.3. Карулаская.
   5.4. Хааньяская.
6. Равнины Угандиского плато, Юго-Западной Эстонии и островов Рижского залива:
   6.1. Равнины Угандиского плато.
   6.2. Равнина Юго-Западной Эстонии.
   6.3. Равнины островов Рижского залива.

При разграничении указанных выше районов за основу были приняты новейшие схемы ландшафтного районирования республики (Vaгер, 1964; Kildema, 1973), составленные с учетом геологического строения, почвенного и растительного покрова и других природных особенностей территории Эстонии. Но при рассмотрении плейстоценового покрова на первое место, разумеется, должны быть поставлены не особенности современных ландшафтов, а характер подстилающей поверхности, строение и состав самих плейстоценовых отложений. Поэтому некоторые выделенные нами районы, например впадины Чудского и Выртсъярвского озер, несколько отличаются от ландшафтных районов, а другие (Кырвемаа, Алутагузе) нами в самостоятельные районы не выделены.

4.1. ПРЕДГЛИНТОВАЯ НИЗИНА И ОСТРОВА ФИНСКОГО ЗАЛИВА

В северо-восточной части Эстонии и к западу от Таллина Северо-Эстонский глинт подходит к самому морю, в других местах от моря его отделяет полоса прибрежной низменности, на которой распространены голоценовые морские песчаные отложения. Береговая линия здесь очень извилистая, относительные и абсолютные (на большей части территории до 20 м) высоты территории небольшие. На островах и полуостровах наблюдается исключительно много валунов (табл. VIII, 11).

Мощность плейстоценовых отложений колеблется от нескольких метров до 20—40 м и в пределах древних погребенных долин (Суурпеа, Суур-Прангли, Вяэна-Йыэсуу и др.) достигает 100—120 м (рис. 29), а в отдельных случаях и больше (например, в Харку до 143 м). В строении четвертичного покрова здесь участвуют до шести (напр., в Суур-Прангли) моренных горизонтов с довольно близким литологическим составом (Раукас, Лийвранд, 1971 и др.). Морены валдайского надгоризонта в этой полосе окрашены в синевато-серый или зеленовато-серый цвет, а морены среднего плейстоцена, например на острове Суур-Прангли (см. Kajak, 1961) и в скважине Юминда — в коричневый цвет. Все эти разновозрастные морены содержат небольшое количество галек и валунов (не более 5%) и до 50% пелитовых фракций (Раукас, Рейнтам, 1965; Раукас, Лийвранд, 1971 и др.). Обломки пород в них представлены в основном кристаллическими породами, содержание которых обычно превышает 70%; наряду с ними встречаются обломки вендских и кембрийских песчаников и алевролитов. Обломки карбонатных пород отсутствуют или найдены в небольшом

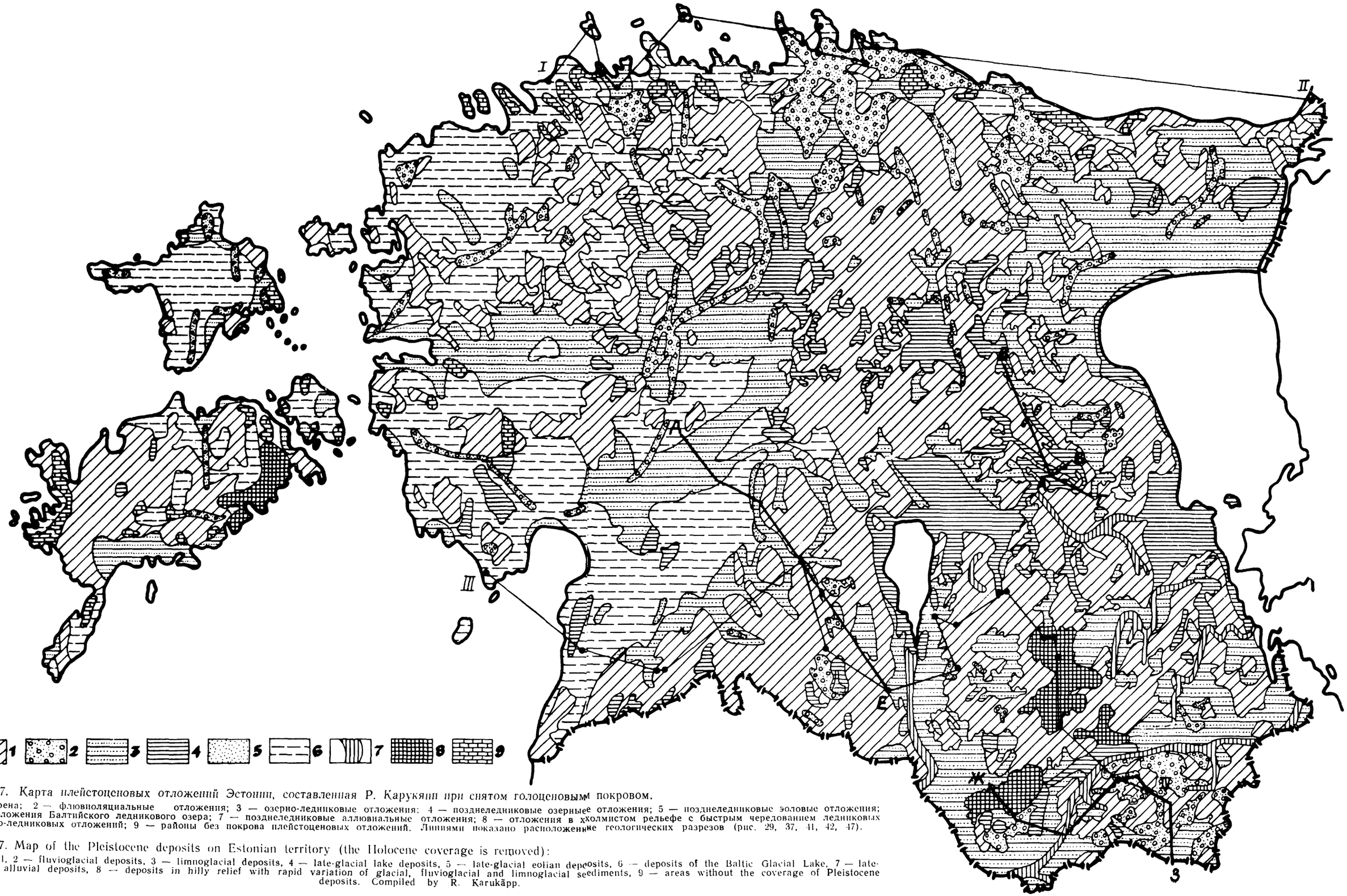


Рис. 27. *Карта плейстоценовых отложений Эстонии, составленная Р. Карукяпп при снятом голоценовым покровом.*

1 — морена; 2 — флювиоляциальные отложения; 3 — озерно-ледниковые отложения; 4 — позднеледниковые озерные отложения; 5 — позднеледниковые эоловые отложения; 6 — отложения Балтийского ледникового озера; 7 — позднеледниковые аллювиальные отложения; 8 — отложения в холмистом рельефе с быстрым чередованием ледниковых и водно-ледниковых отложений; 9 — районы без покрова плейстоценовых отложений. Линиями показано расположение геологических разрезов (рис. 29, 37, 41, 42, 47).

Fig. 27. Map of the Pleistocene deposits on Estonian territory (the Holocene coverage is removed):

1 — till, 2 — fluvioglacial deposits, 3 — limnoglacial deposits, 4 — late-glacial lake deposits, 5 — late-glacial eolian deposits, 6 — deposits of the Baltic Glacial Lake, 7 — late-glacial alluvial deposits, 8 — deposits in hilly relief with rapid variation of glacial, fluvioglacial and limnoglacial sediments, 9 — areas without the coverage of Pleistocene deposits. Compiled by R. Karukäpp.

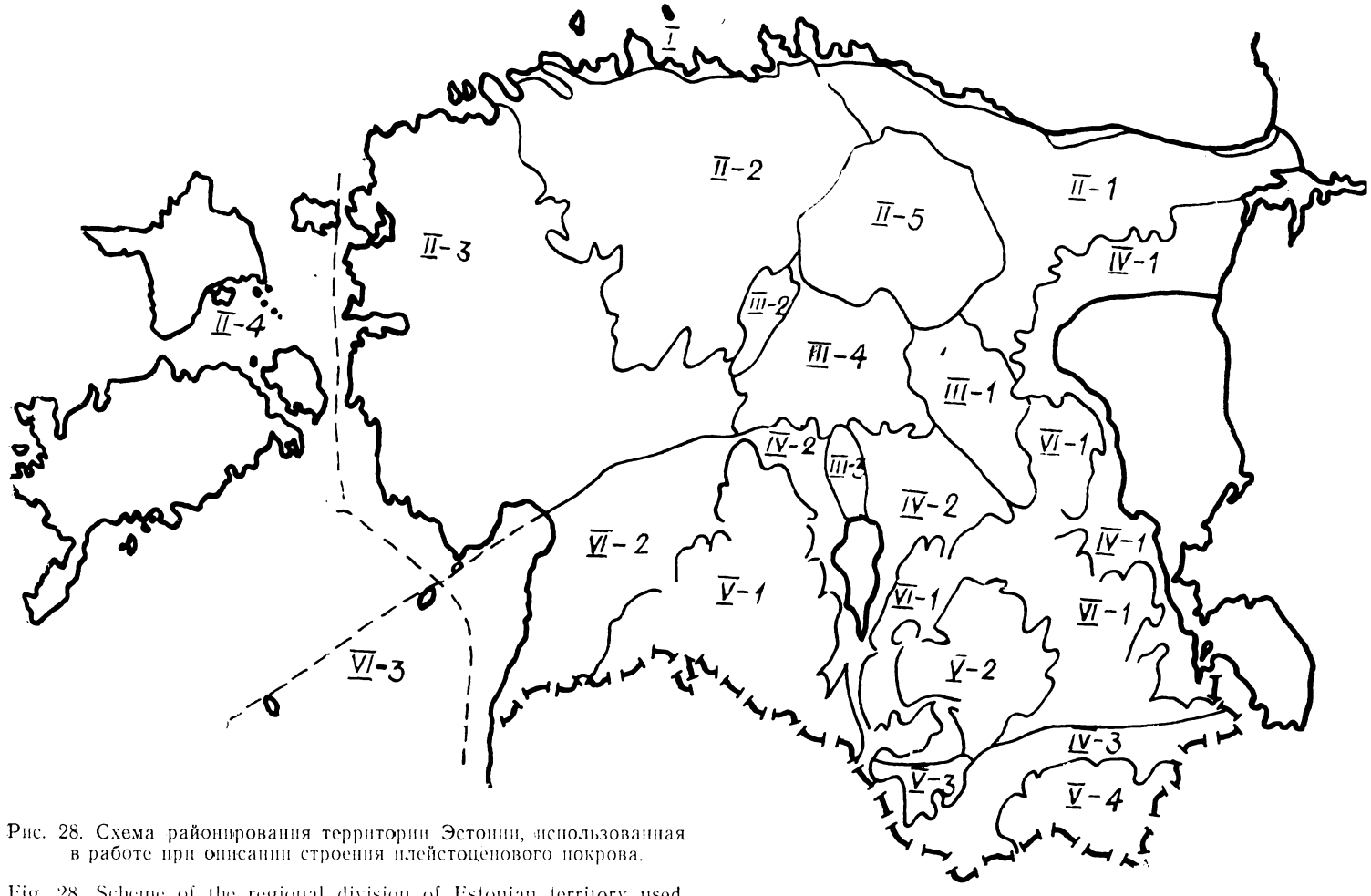


Рис. 28. Схема районирования территории Эстонии, использованная в работе при описании строения плейстоценового покрова.

Fig. 28. Scheme of the regional division of Estonian territory used for description of Pleistocene coverage.

количестве. Лишь в отдельных случаях содержание их достигает 30—40%. Алеврито-пелитовые фракции содержат ряд индикаторных минералов, характерных для подстилающих кембрийских и нижнеордовикских пород (пирит, глауконит и др.).

В предглинтовой низине широко распространены озерно-ледниковые отложения, особенно надморенные ленточные глины поздневалдайского возраста. Мощность их обычно небольшая, до 3—4 м, но в отдельных случаях, например в Юминда, Локса и Кясму, доходит до 25—27 м (рис. 29). Местами, например в разрезе Суур-Прангли, большую мощность (до 13 м) имеют межморенные озерно-ледниковые отложения, возраст которых окончательно не выяснен.

Флювиогляциальные отложения, по сравнению с другими районами территории Эстонии, распространены менее широко, но зато в бóльшем количестве представлены здесь морские отложения плейстоценового возраста. Местами они сильно битуминозные, с резким запахом сероводорода. Кроме межморенных морских отложений, речь о которых будет дальше, в ряде районов предглинтовой низины найдены донные отложения Балтийского ледникового озера. Примером последних служат полевошпатово-кварцевые алевриты в районе озера Харку (абс. высота около 4 м), содержащие на глубине 28,8—33,0 м пресноводную флору диатомовых, что соответствует X фазе развития лесов. М. Порк установила здесь 90 таксонов, среди которых доминируют бореоальпийские виды (Кессел, Порк, 1971). Из поли- и мезогалобов найдено только 10 таксонов, присутствующих всегда в незначительном количестве. В нижней части разреза преобладают эпифитные и бентосные виды, особенно *Opephora martyi*. К субдоминантам относятся *Fragilaria inflata, Cocconeis disculus, Diploneis dombilittensis, Gyrosigma attenuatum* и *Epithemia turgida*. Из планктонных видов наиболее часты *Melosira arenaria* и *M. islandica* subsp. *helvetica*.

В верхней части отложений Балтийского приледникового озера, образовавшихся в более глубоководных условиях, преобладают планктонные виды, среди них доминантная *Melosira islandica* subsp. *helvetica* (45%) и субдоминантная *Stephanodiscus astrea* (3,1%). Из эпифитных и бентосных видов чаще других встречаются *Opephora martyi, Epithemia turgida* и *Cymbella prostrata*. Обнаружены некоторые морские и солоноватоводные виды (*Thalassiosira baltica, Diploneis interrupta, Nitzschia navicularis* и др.), возможно переотложенные. Состав диатомовых в отложениях Балтийского приледникового озера четко отличается от состава надстилающих голоценовых отложений Балтийского моря.

Несмотря на наличие многочисленных газопроявлений, связанных, по всей вероятности, с разложением межморенного органического вещества (Orviku, 1939 и др.), межморенные органические отложения до сих пор здесь все же не обнаружены. В ряде пунктов установлены межморенные глины и алевриты, содержащие споры и пыльцу.

Наибольший интерес в стратиграфическом отношении в предглинтовом районе, несомненно, представляет разрез на о-ве Суур-Прангли (Kajak, 1961), где установлены морские межморенные отложения микулинского возраста (Лийвранд, Вальт, 1966; Черемисинова, 1961; Каяк и др., 1976), межморенные межстадиальные отложения (Kajak, 1961; Серебрянный, Раукас, 1966, 1967) и шесть моренных горизонтов (рис. 29).

Межледниковые отложения на острове Суур-Прангли, сложенные

зеленовато-серыми алевритами и содержащими остатки моллюсков и растений с вивианитом, вскрыты семью скважинами на глубине 66—77,7 м. Подстилаются они водноледниковыми отложениями и двумя разномощными (соответственно около 6 и 15 м) слоями коричневой морены. Межледниковые отложения встречаются на площади около 2,5 км^2.

На спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 30), составленной и интерпретированной Э. Лийвранд по скв. 6, наблюдается полный цикл развития растительности между московским и ранневалдайским оледенениями. Э. Лийвранд выделяет здесь три палинологических комплекса (Лийвранд, 1972б; Liivrand, 1974; Каяк и др., 1976; Лийвранд, Вальт, 1966):

1) спорово-пыльцевые спектры позднеледниковых отложений московского оледенения, характеризующие ленточные глины и нижнюю часть морских отложений;

2) спорово-пыльцевые спектры микулинских морских межледниковых отложений;

3) спорово-пыльцевые спектры нижневалдайских отложений.

Спорово-пыльцевые спектры позднеледниковых отложений московского оледенения характеризуют перигляциальную растительность, развивающуюся в условиях холодного и сухого климата (криоксеротическая стадия). Здесь, по Э. Лийвранд (1972б; Liivrand, 1974), выделяются снизу вверх те же самые палинозоны, которые были выделены В. Гричуком в разрезе Синявино близ г. Ленинграда (Малаховский и др. 1969а, б):

Ms_1 — Палинозона *Betula nana* L. с большим количеством пыльцы трав (до 70%). В составе последних преобладают полыни (до 60%) и маревые (30%). Присутствуют *Eurotia ceratoides* (L.) C. A. M. и *Polycnemum*.

Ms_2 — Палинозона древовидной березы и сосны. Количество пыльцы *Betula nana* L. и травянистых растений существенно уменьшается. Эта зона указывает на кратковременное потепление.

Ms_3 — Палинозона березы. Количество березы достигает 95%, из которых на долю *Betula nana* L. приходится 90%. Все это указывает на наступающее похолодание климата.

Морские межледниковые отложения на острове Суур-Пранглн характеризуются теми же палинозонами, которые выделены К. Йессеном и В. Мильтерсом (Jessen, Milthers, 1928) в западноевропейских эмских межледниковых отложениях (зоны снизу вверх) и В. П. Гричуком (1961) в микулинских межледниковых отложениях на Восточно-Европейской равнине (зоны M_2—M_8, снизу вверх: Лийвранд, 1972 б):

c+d (M_2) — палинозона березы и сосны;
e (M_3) — „ сосны и березы с дубом и вязом;
f (M_4) — „ дуба и вяза, начало максимума лещины и ольхи;
f (M_5) — „ липы, конец максимума лещины и ольхи;
g (M_6) — „ граба;
h (M_7) — „ ели;
i (M_8) — „ сосны.

В начале палинозоны M_2, начиная с глубины 75,6 м, преобладает древовидная береза и одновременно увеличивается количество пыльцы сосны. Появляется пыльца широколиственных пород. Травянистые растения представлены преимущественно злаками и осоками.

С началом значительного потепления климата (конец зоны M_2—зона M_3), сопровождавшегося трансгрессией вод Эмского моря, количество пыльцы широколиственных пород (дуба, вяза) возрастает до 10% и орешника, взятого отдельно, до 100%. Появляется также ольха.

Во время климатического оптимума (см. рис. 30) первым достигает максимума распространения дуб (40%), затем кульминируют вяз (23%), липа (17%) и одновременно с ними орешник и ольха. В конце зоны M_5 среди широколиственных значительно возрастает содержание граба, который кульминирует в следующей зоне M_6.

Теплый и сухой в начале межледниковья климат постепенно становится более влажным и прохладным. Появляется пыльца ели (зоны M_6 и M_7), а количество пыльцы широколиственных пород заметно уменьшается. О продолжавшемся ухудшении климата свидетельствует проникновение растительности сосновых лесов (зона M_8) и затем уже березовых. В последних снова увеличивается количество карликовых форм (20—50%). Появляется пыльца травянистых растений (10%), среди которых преобладают осоки и злаки. Наблюдается также много пыльцы холоднолюбивых лебедовых и полыней (Лийвранд, Вальт, 1966).

Морские межледниковые отложения на о-ве С.-Прангли по палинозонам хорошо коррелируются (Каяк и др., 1976) с морскими микулинскими межледниковыми отложениями в окрестности Ленинграда (Лаврова, Гричук, 1960; Малаховский и др. 1969а, б) и с континентальными микулинскими отложениями в разрезе Рынгу (Orviku, 1939), в Латвии (Даниланс, 1973) и в Литве (Кондратене, 1965).

В морских отложениях о-ва С.-Прангли (Черемисинова, 1961; Знаменская, Черемисинова, 1962) выделяются два комплекса диатомовых. Первый из них характеризует нижнюю часть отложений. В составе первого комплекса диатомовых определены пресноводно-холодноводные реликтовые формы (*Cocconeis disculus* (Schum.) Cl., *Diploneis domplittensis* (Grun.) Cl.) и пресноводно-солоноводные формы (*Pinnularia*, *Epithemia*, *Neidium*), а также формы морского мелководья (*Hyalodiscus scoticus* (Ktz). Grun., *Actinocylus Ehrenbergii* Ralfs, *Grammatophora* Sp. и др.). Сочетание прибрежно-морских форм с холодноводными реликтовыми раннечетвертичными видами характеризует, по мнению Е. Черемисиновой, начало проникновения морских вод в приледниковое озеро.

Второй комплекс диатомовых характерен для времени межледниковой трансгрессии. В составе диатомовых преобладают морские виды: *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Hyalodiscus scoticus* (Ktz) Grun., *Grammatophora*, *Rhabdonema* и др. Наряду с ними найден ряд теплолюбивых эмских форм: *Coscinodiscus antiquus* Grun., *C. granulosus* Grun., *C. perforatus* Ehr., *Actinoplychus areolatus* A. S., *Navicula abrypta* Greg., *Synedra Gaillonii* (*Bory*) Ehr., *S. crystallina* (Ag.) Ktz.

Некоторое уменьшение пыльцы карликовой березы в интервале 66,2—66,4 м и, соответственно, увеличение количества пыльцы древовидных берез и ели, по мнению Э. Лийвранд (1972б; Liivrand, 1974), говорят о наличии в данном разрезе еще кратковременного ранневалдайского межстадиала, предварительно сопоставленного ею с верхневолжским. Но, принимая во внимание, что отложения в указанном ин-

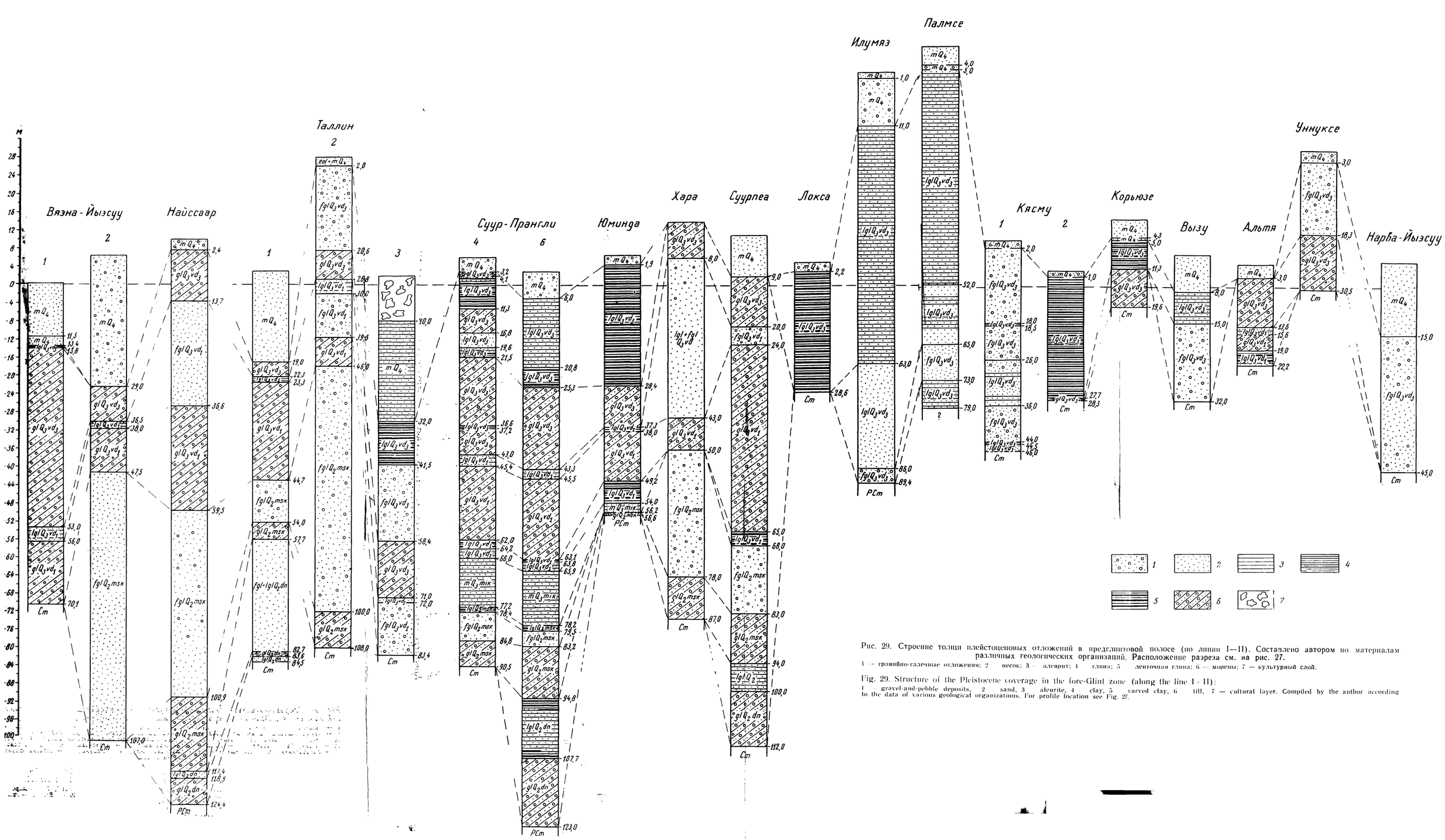


Рис. 29. Строение толщи плейстоценовых отложений в предглинтовой полосе (по линии I—II). Составлено автором по материалам различных геологических организаций. Расположение разреза см. на рис. 27.

1 — гравийно-галечные отложения; 2 — песок; 3 — алеврит; 4 — глина; 5 — ленточная глина; 6 — морена; 7 — культурный слой.

Fig. 29. Structure of the Pleistocene coverage in the fore-Glint zone (along the line I - II):

1 — gravel-and-pebble deposits, 2 — sand, 3 — aleurite, 4 — clay, 5 — varved clay, 6 — till, 7 — cultural layer. Compiled by the author according to the data of various geological organizations. For profile location see Fig. 27.

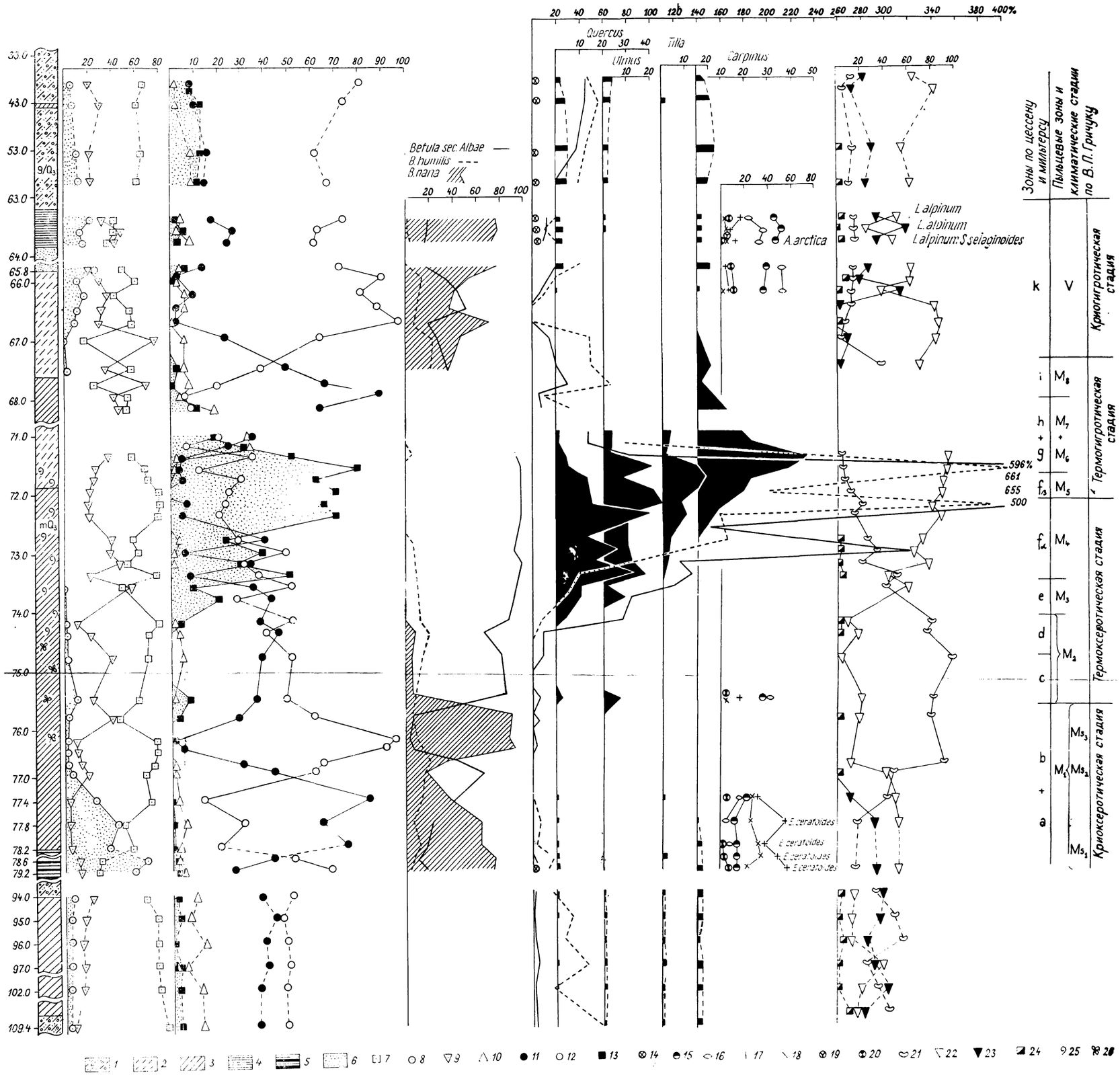


Рис. 30. Спорово-пыльцевая диаграмма микулинских межморенных морских отложений на о-ве Суур-Пранглн (скв. 6). Анализ выполнен и интерпретирован Э. Лийвранд.

1 — морена; 2 — супесь; 3 — суглинок; 4 — алеврит; 5 — ленточная глина; 6 — песок; 7 — сумма пыльцы древесных пород; 8 — сумма пыльцы травянистых растений; 9 — споры; 10 — ель; 11 — сосна; 12 — береза; 13 — сумма пыльцы широколиственных пород; 14 — ива; 15 — ольха; 16 — осока; 17 — полынь; 18 — маревые; 19 — вересковые; 20 — разнотравье; 21 — папоротники; 22 — зеленые мхи; 23 — сфагновые мхи; 24 — плауны; 25 — остатки фауны; 26 — остатки флоры.

Fig. 30. Spore-and-pollen diagram of intermorainic marine deposits on the island of Suur-Prangli (borehole 6). Analysed and interpreted by E. Liivrand:

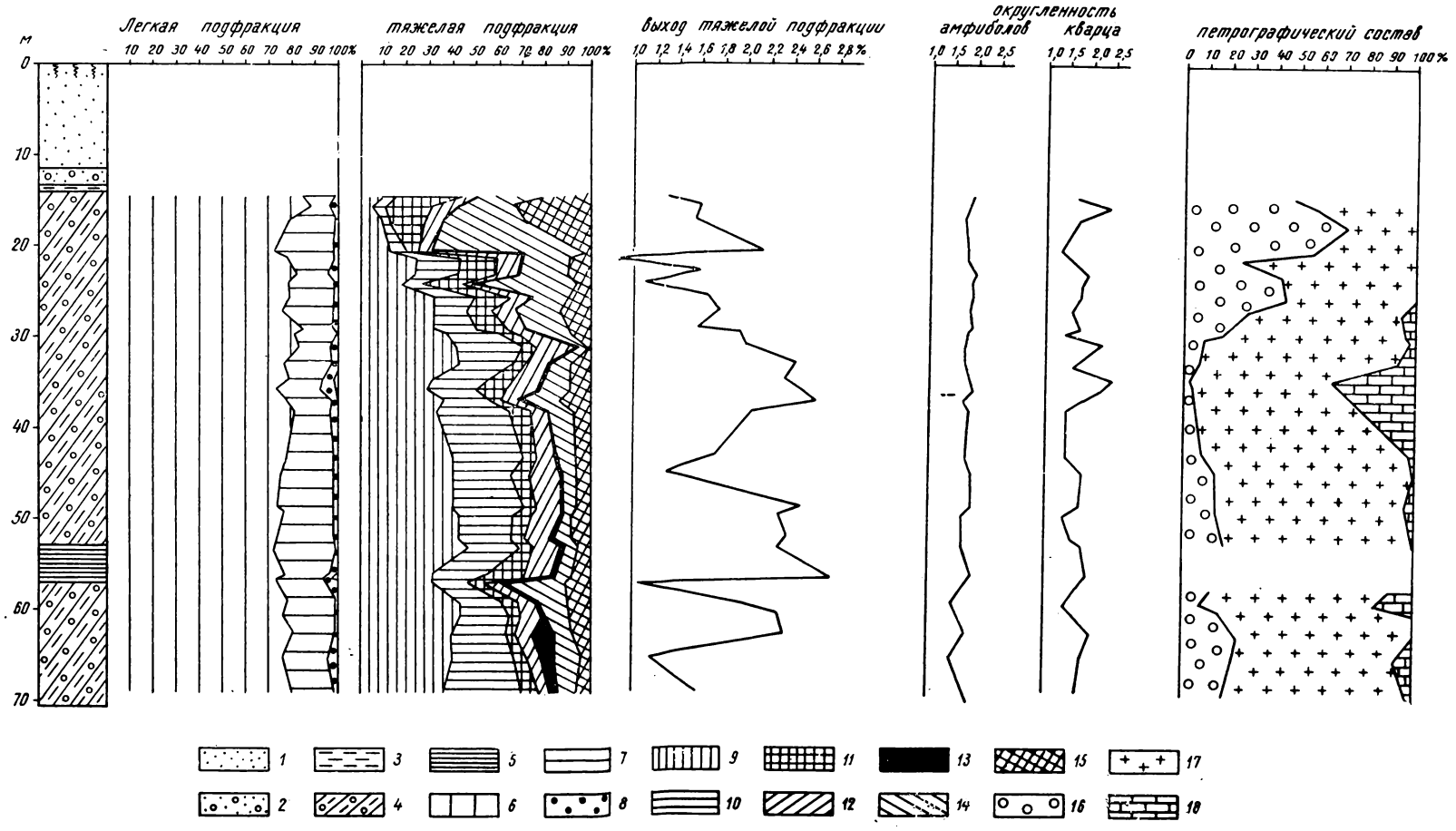
1 — till, 2 — sandy loam, 3 — loam, 4 — aleurite, 5 — varved clay, 6 — sand, 7 — composite pollen of trees, 8 — composite pollen of herbaceous plants, 9 — spores, 10 — fir, 11 — pine, 12 — birch, 13 — composite pollen of broad-leaved trees, 14 — Salix, 15 — Gramineae, 16 — Carex, 17 — Artemisia, 18 — Chenopodiaceae, 19 — Ericaceae, 20 — herbs, 21 — ferns, 22 — Bryales, 23 — Sphagnum, 24 — Lycopodiaceae, 25 — fauna remains, 26 — plant remains.

тервале литологически не отличаются от ниже- и вышележащих, то в правильности такого заключения можно все же сомневаться. Возможно, что это обусловлено переотложением пыльцы.

Межстадиальные (или межфазиальные) межморенные отложения на острове Суур-Прангли, по данным К. Каяка (Kajak, 1961), встречаются на глубине 4—15 м, где они залегают между двумя верхними серыми моренами. Они представлены здесь озерно-ледниковыми ленточными отложениями, местами содержащими растительные остатки и вивианит. Среди пыльцы, по определению Э. Лийвранд, преобладает пыльца древесных пород. Количество спор составляет 10—25% и пыльцы травянистых растений 2—5% (в верхней части разреза до 16%). Среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца березы (45—65%). Заметное место принадлежит еще пыльце сосны, ольхи (до 30%) и ели (обычно около 10%, максимально до 25%). В незначительном количестве присутствует пыльца орешника. Среди спор преобладают споры сфагновых мхов (40—70%), наряду с ними установлены споры *Bryales*, *Polypodiaceae Lycopodiaceae*. Возраст этих межморенных слоев точно не установлен, но, вероятно, поздневалдайский (Серебрянный, Раукас, 1966; Раукас, 1969).

Немалый интерес, с точки зрения стратиграфического расчленения плейстоценовых, в частности послемикулинских отложений предглинтовой низины, представляет собой также разрез Вяэна-Йыэсуу, детально изученный литолого-минералогическими и микропалеонтологическими методами (Раукас, Лийвранд, 1971). В заложенных здесь скважинах (рис. 29) вскрыты два моренных горизонта с разделяющими их (в скв. 1, на глубине 53—56 м) темно-серыми алевритовыми глинами, содержащими большое количество тонкораспыленного органического вещества. Оба моренных горизонта серого цвета близки по своим литологическим показателям (рис. 31). Пыльца и споры межморенных отложений в данном разрезе (Раукас, Лийвранд, 1971) в подавляющем большинстве межледникового происхождения и дают в интервале 53—54,5 м (рис. 32) ясно выраженный максимум пыльцы широколиственных пород, преимущественно дуба и граба (около 70%). Одновременная кульминация пыльцы ольхи и лещины (до 280%) с термофильными элементами подтверждает, что обнаруженная пыльца является в основном продукцией микулинской межледниковой растительности. Однако характерный для микулинского межледниковья порядок кульминации широколиственных пород: дуб—вяз—орешник—липа—граб, а также четкое деление на термоксеротическую и термогигротическую климатические стадии все же здесь не прослеживаются. Это, по мнению Э. Лийвранд, заставляет сомневаться в нахождении пыльцы и спор в коренном залегании и не позволяет связывать межморенные отложения разреза Вяэна-Йыэсуу с только что рассмотренными типичными микулинскими межледниковыми отложениями на острове Суур-Прангли. О невозможности проведения такой корреляции говорят также результаты диатомового анализа (Раукас, Лийвранд, 1971).

Спорово-пыльцевой анализ нижележащей морены подтверждает переотложенный характер пыльцы и спор межморенного слоя, так как спорово-пыльцевой спектр его, особенно в нижней части горизонта, практически не отличается от спектра межморенного слоя. Примерно такой же состав у спор и пыльцы верхнего моренного горизонта. Следовательно, почти вся пыльца термофильных растений в данном разрезе, по всей вероятности, переотложенная, причем источником пыльцы явля-


м
0
10
20
30
40
50
60
70
Легкая подфракция
10 20 30 40 50 60 70 80 90 100%
тяжелая подфракция
10 20 30 40 50 60 70 80 90 100%
выход тяжелой подфракции
1,0 1,2 1,4 1,6 1,8 2,0 2,2 2,4 2,6 2,8%
округленность
амфиболов
1,0 1,5 2,0 2,5
кварца
1,0 1,5 2,0 2,5
петрографический состав
0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100%
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

лись, видимо, микулинские межледниковые слои. Этот вывод наглядно доказывается при помощи вариограмм (Раукас, Лийвранд, 1971).

Кроме переотложенных межледниковых элементов в обеих моренах и в межморенной алевритовой глине присутствуют и представители переотложенной гляциальной флоры, преимущественно березы, среди которых постоянно встречается пыльца *Betula nana* L. и пыльца травянистых растений — злаковых, разнотравья, полыней и маревых.

Из-за чрезвычайно большого количества переотложенной пыльцы трудно судить о характере растительности, которая могла существовать в районе глинта во время образования рассматриваемой межморенной глины. Несомненно она была очень скудной. По мнению Э. Лийвранд, здесь произрастали какие-то травянистые ассоциации, продукция пыльцы которых была весьма низкой. Во всяком случае, присутствие их среди переотложенной пыльцы в спорово-пыльцевых спектрах мало заметно. Отсутствие лесных формаций не позволяет даже говорить о типичных интерстадиальных условиях. По данным спорово-пыльцевого анализа, потепление это, вероятно, имело межфазиальный характер, что согласуется также с анализом фораминифер (Раукас, Лийвранд, 1971). По мнению Г. Недешевой, выполнявшей соответствующие анализы, фораминиферы обитали здесь в условиях неглубокого морского бассейна с температурой воды не выше +3°С и соленостью ниже нормальной (не превышающей 30‰). Очень большое количество микулинской переотложенной пыльцы и мезофильный характер травянистых элементов свидетельствуют о том, что образование межморенных осадков скорее всего происходило в валдайское ледниковое время, возможно, еще до средневалдайского максимума потепления. Соответственно этому возраст нижней морены здесь, вероятно, ранневалдайский.

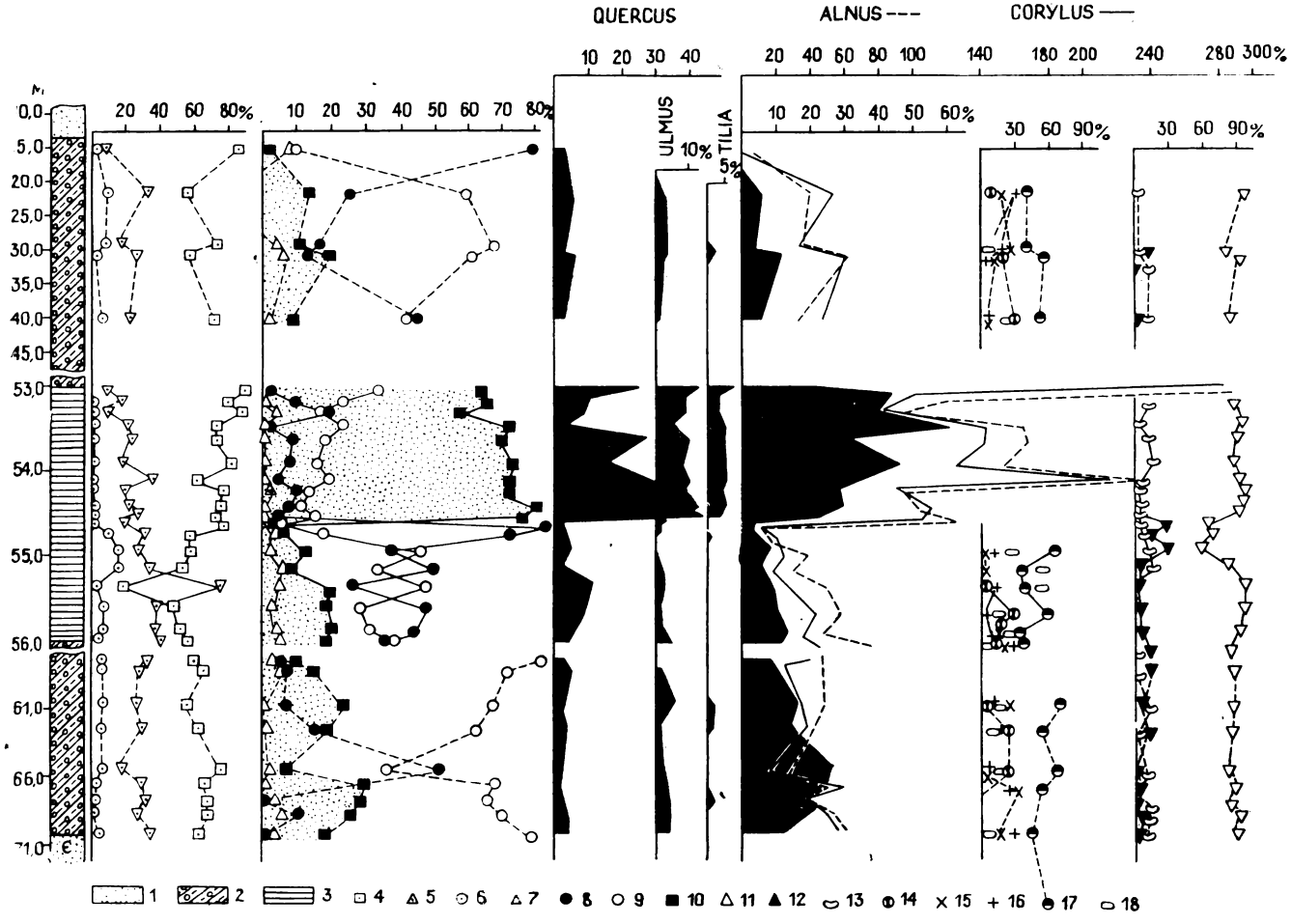
Необходимо отметить, что И. Данилов (1970) приписывает только что рассмотренной межморенной алевритовой глине и подстилающей их морене дорисский возраст и сопоставляет их с падимейскими и колвинскими слоями на Печорской равнине, обскими ледово- и ледниково-морскими слоями в низовьях р. Оби и с мессовскими и устьсоленикскими слоями в низовьях р. Енисея. Сделанный им вывод основывается лишь на данных диатомового и фораминиферного анализов и совершенно не учитывает условий залегания, а также результатов других видов анализа и поэтому с ним нельзя согласиться.

Рис. 31. Литолого-минеральный состав плейстоценовых отложений разреза Вяэна-Иыэсуу (Раукас, Лийвранд, 1971). Анализировались фракции 0,1—0,25 (минеральный состав) и 5—10 мм (петрографический состав). Анализы выполнены М. Вийдинг и А. Раукасом.

1 — разнозернистые пески; 2 — песчаный гравий с галькой; 3 — алевритовые глины с ленточной текстурой; 4 — морены; 5 — межморенная алевритовая глина; 6 — кварц; 7 — полевые шпаты; 8 — слюды; карбонаты и другие минералы легкой подфракции; 9 — амфиболы и пироксены, 10 — гранат, 11 — пирит; 12 — ильменит, магнетит, гематит; 13 — слюды и хлориты; 14 — карбонаты; 15 — остальные минералы тяжелой подфракции; 16 — обломки кембрийских песчаников; 17 — обломки кристаллических пород; 18 — обломки карбонатных пород.

Fig. 31. Lithological and mineralogical composition of the Pleistocene deposits in the Vääna-Jõesuu profile (Raukas, Liivarand, 1971):

1 — sands, 2 — sandy gravel with pebble, 3 — aleuritic clays of varved structure, 4 — tills, 5 — intermorainic aleuritic clays, 6 — quartz, 7 — feldspare, 8 — micas, carbonates and other minerals of light subfraction, 9 — amphiboles and pyroxenes, 10 — garnet, 11 — pyrrhite, 12 — ilmenite, magnetite, hemathite, 13 — micas and chlorites, 14 — carbonates, 15 — other minerals of the heavy subfraction, 16 — granules of carbonate rocks. Fractions of size from 0,1 to 0.25 and 5 to 10 mm were analysed. Analyses by M. Viiding and A. Raukas.


QUERCUS
ALNUS
CORYLUS
ULMUS
TILIA
10%
5%
0,0
5,0
20,0
25,0
30,0
35,0
40,0
45,0
53,0
54,0
55,0
56,0
61,0
66,0
71,0
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18

По данным геологической съемки, межморенные отложения, содержащие споры и пыльцу, встречены в предглинтовой низине еще в ряде скважин и притом на разных глубинах: Колга — на глубине 50—90 м, Вийнисту — 76—119 м и т. д. Особо следует отметить скважину на п-ове Хара, в деревне Юминда, где на морене коричневого цвета, на глубине 54,0—56,2 м залегают мелкозернистые слюдисто-кварцевые морские пески и алевриты с органикой, покрытые, в свою очередь, ленточными глинами мощностью 4,8 м и серой мореной. Согласно спорово-пыльцевому анализу (аналитик — Р. Пиррус), пыльца древесных пород (66—76%) здесь преобладает над травянистой (7—10%) и количество спор составляет 14—23%. Из древесных пород присутствуют сосна (30—48%), ель (9—20%) и береза (35—39%). Количество пыльцы карликовой березы доходит до 14%. Среди травянистых растений обнаружены перигляциальные виды *Chenopodiaceae, Artemisia u Helianthemum.* Принимая во внимание сходные с разрезом острова Суур-Прангли условия залегания (в обоих случаях межморенные осадки залегают под ленточными глинами, между коричневой и серой моренами), данные отложения можно условно рассматривать как микулинские.

Обобщая геологические данные о плейстоценовом покрове предглинтовой низины, можно предположить, что здесь встречаются только средне- и верхнеплейстоценовые отложения. Во всяком случае, пока еще нет данных о наличии в предглинтовой низине отложений, более древних, чем днепровские. Даже последние выделяются условно, лишь исходя из характера залегания моренных горизонтов. От московской морены днепровские отложения отделяются озерно-ледниковыми, реже флювиогляциальными отложениями различной мощности (рис. 29). Залегающие стратиграфически выше микулинских отложений серые морены с разделяющими их водноледниковыми и морскими осадками образовались, как уже упоминалось, на разных этапах валдайского времени. Так, образование надмикулинских межморенных озерно-ледниковых отложений в разрезе Вяэна-Йыэсуу и, вероятно, также в разрезах Суур-Прангли (на глубине около 45 м) и Таллин, а также в некоторых других происходило, скорее всего, до средневалдайского максимума потепления (Раукас, Лийвранд, 1971). В то же время залегающие близко от поверхности земли (напр., в верхней части разреза Суур-Прангли) или непосредственно обнажающиеся (напр., на п-ове Пяриспеа) в береговых уступах межморенные отложения образовались, видимо, уже в позднеледниковое время, вероятно в аллерёде (Серебрянный, Раукас, 1966, 1967). Верхняя серая морена накапливалась здесь во время так называемой паливереской стадии или фазы (Раукас, 1969).

Рис. 32. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Вяэна-Йыэсуу (Раукас, Лийвранд, 1971):

1 — разнозернистые пески; 2 — морены; 3 — межморенная алевритовая глина; 4 — сумма пыльцы древесных пород; 5 — споры; 6 — сумма пыльцы травянистых растений; 7 — ель; 8 — сосна; 9 — береза; 10 — сумма пыльцы широколиственных пород; 11 — зеленые мхи; 12 — сфагновые мхи; 13 — папоротники; 14 — разнотравье; 15 — лебедовые; 16 — полынь; 17 — злаки; 18 — осоки.

Fig. 32. Spore-and-pollen diagram of the Väänа-Jõesuu profile (Raukas, Liivrand, 1971):

1 — sands, 2 — tills, 3 — intermorainic aleuritic clay, 4 — composite pollen of trees, 5 — spores, 6 — composite pollen of herbaceous plants, 7 — fir, 8 — pine, 9 — birch, 10 — composite pollen of broad-leaved trees, 11 — Bryales, 12 — Sphagnum, 13 — ferns, 14 — herbs, 15 — Atriplex, 16 — Artemisia, 17 — Gramineae, 18 — Carex. Analysed and interpreted by E. Liivrand.

4.2. СЕВЕРО-ЭСТОНСКОЕ ПЛАТО

Северо-Эстонское плато (в широком понимании) приурочено к выходам карбонатных пород ордовика и силура. Наиболее возвышенная часть плато с абсолютными отметками подчетвертичного рельефа 80—130 м называется Пандивереской возвышенностью. В восточной части территории плато ограничено с севера крутым уступом — Северо-Эстонским глинтом, максимальная высота которого над уровнем моря достигает у Вихула 66,5 м.

Принимая во внимание различия в рельефе поверхности коренных пород (рис. 8), неодинаковые мощности покрова четвертичных отложений (рис. 19), некоторые различия в строении четвертичного покрова и в истории плейстоценового развития территории, для облегчения изложения материала в материковой части плато условно выделяются следующие крупные единицы: Вируское плато (северо-восточное плато вместе с северной и западной частью ландшафтного района Алутагузе, по Э.Варепу*), Харьюское плато (Северо-Эстонское плато вместе с ландшафтным районом Кырвемаа, по Э. Варепу) и Хаапсалуская низина (Западно-Эстонская низменность и северная часть Пярнуской низменности, по Э. Варепу).

Мощность плейстоценовых отложений на Северо-Эстонском плато обычно не превышает 5 м. На равнинах, как уже отмечалось, плейстоценовые отложения местами совершенно отсутствуют или мощность их колеблется в пределах 0,5—2 м (табл. VIII, 12). Исключение составляет бассейн реки Казари, где встречаются ленточные глины большой мощности — до 15—20 м. Повышенные мощности отложений наблюдаются также в районах флювиогляциальных дельт (напр., Мяннику), конечных морен (Линнузе, Центральная возвышенность острова Сааремаа), озов (п-ов Кыпу, Ристи-Паливере), камов (Вийтна) и холмистого рельефа (близ Янеда-Лехтсе), широко распространенных на территории Северной Эстонии, особенно на Пандивереской возвышенности (рис. 27, 35). Наибольшие мощности плейстоценовых отложений встречены в древних погребенных долинах.

По исследованиям А. Мийдела**, среди погребенных долин Северной Эстонии (на Северо-Эстонском плато и в предглинтовой низине) выделяются следующие долины: 1) заполненные преимущественно озерно-ледниковыми отложениями (Палмсеская); 2) заполненные в основном флювиогляциальными отложениями (Вазавереская); 3) с усложненным строением (Кундаская, Вяэнаская), с одним моренным горизонтом, залегающим на дне, над котором обычно находятся озерно-ледниковые или флювиогляциальные отложения; 4) сложного строения (Харкуская, Пуртсеская, рис. 33, Меривяльяская и др.), в которых установлено несколько моренных горизонтов с межморенными отложениями разного генезиса или же один моренный горизонт с подморенными отложениями.

В стратиграфическом отношении наибольший интерес представляют

---

* Схема ландшафтного районирования Эстонии Э. Варепа опубликована во многих изданиях. См., например, Э. Ф. Вареп, В. Ю. Тармисто. Советский Союз. Эстония. М., 1967, с. 46.

** Л. К. Валлнер, Э. Д. Лийвранд, А. М. Мийдел, К.-Х. Х. Рнет, Э. Х. Юрима. Разработать и выдать рекомендации по рациональному использованию подземных вод и полезных ископаемых в погребенных долинах Эстонии. Таллин, 1973. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР.

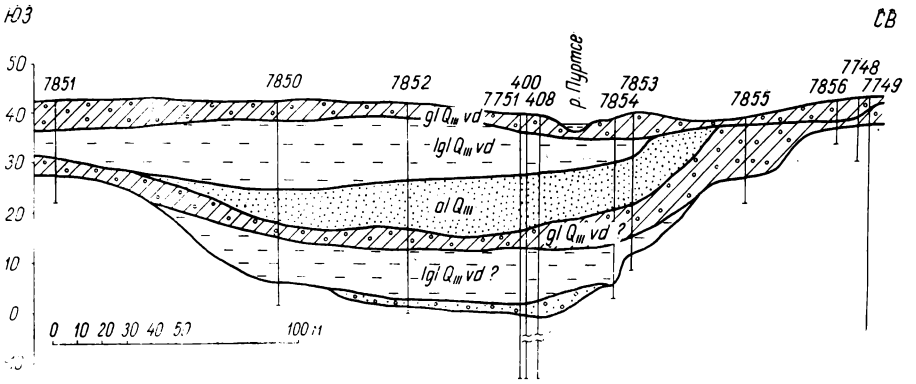


Рис. 33. Поперечный профиль Пуртсеской (Савалаской) погребенной долины у д. Савала по рукописным материалам А. Филатовой, И. Чепцовой и Н. Домановой, с дополнениями А. Мийдела и Э. Лийвранд (см. сноску на с. 82).

Fig. 33. Transverse profile of Purtse valley near the village of Savala, after manuscript by A. Filatova, I. Chepchova and N. Domanova, with compliments of A. Miidel and E. Liivrand (see footnote on p. 82).

долины четвертой группы, к сожалению, еще слабо изученные палеонтологическими методами. В пределах Северо-Эстонского плато, в погребенной долине Пуртсе (Савала) скважиной № 7854 (рис. 33) вскрыты на глубине 25,8—30,2 м зеленовато-серые, богатые пыльцой и спорами ленточноподобные глины с прослойками растительных остатков. По данным Э. Лийвранд,* в этом разрезе обнаружены комплексы пыльцы и спор как межледниковой, так и перигляциальной растительности. Пыльца межледниковых термофильных пород — граба, дуба, вяза, липы, лещины и ольхи — встречается по всему разрезу, и состав их по профилю не изменяется (рис. 34). Это говорит о значительном переотложении пыльцы и спор. Видимо, здесь переотложена и часть пыльцы умеренно-термофильных лесных мезофитов. По Э. Лийвранд, в общем составе пыльцы древовидных пород преобладают береза (40—70%) и сосна (20—35%). При этом в нижней и верхней части межморенных отложений преобладает пыльца карликовой березы (40—74%), в средней — древовидных берез (до 72%). Любопытно, что с максимумом древовидных берез совпадает также максимум ели (20—25%). В составе спор в это время увеличивается доля папоротников (30—50%), а среди трав постоянно присутствуют вересковые. В составе последних встречаются виды *Calluna vulgaris* L. и *Ledum palustre* L., а среди плаунов — *Lycopodium complanatum* L. и L. *selago* L., которые растут теперь как в лесной, так и в тундровой зонах. Обнаружен также *Lycopodium annotinum* L., распространяющийся только в лесной зоне. Упомянутый разрез, судя по палинологическим данным, носит интерстадиальный характер. На основе изучения вариограмм Э. Лийвранд (Каяк и др., 1976) предполагает, что возраст этих глин послемикулинский (средневалдайский). По условиям залегания моренных слоев в данном районе геологи-съемщики (К. Каяк, А. Филатова и др.) отно-

* См. сноску на с. 82.

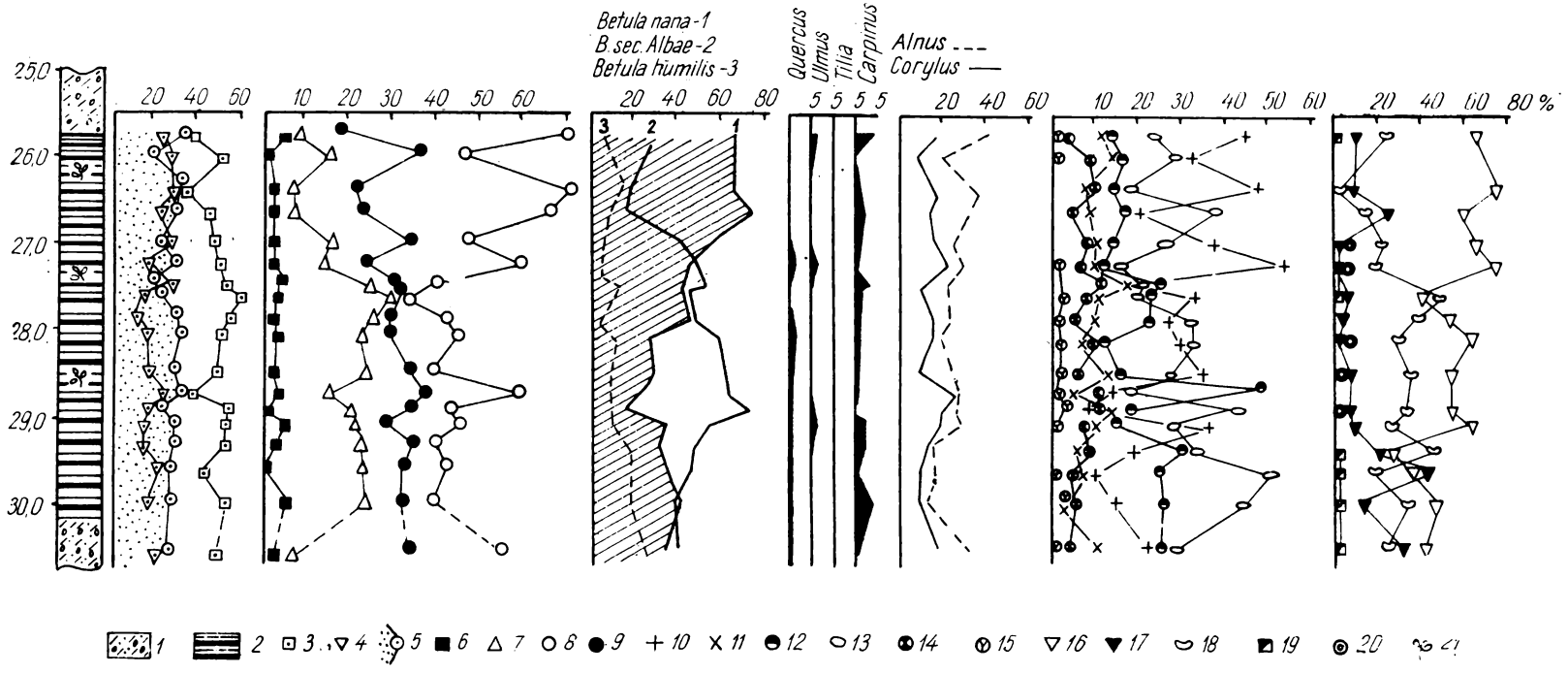


Рис. 34. Спорово-пыльцевая диаграмма межморенных отложений Пуртсеской (Савалаской) погребенной долины (скв. 7854) по Э. Лийвранд (см. сноску на с. 82).

1 — морена; 2 — алевриты с ленточноподобной текстурой; 3 — пыльца древесных пород; 4 — пыльца травянистых растений; 5 — споры; 6 — пыльца широколиственных пород; 7 — ель; 8 — береза; 9 — сосна; 10 — полынь; 11 — маревые; 12 — злаковые; 13 — осоковые; 14 — разнотравье; 15 — вересковые; 16 — зеленые мхи; 17 — сфагновые мхи; 18 — папоротники; 19 — плауны; 20 — хвощи; 21 — макроскопические остатки растений.

Fig. 34. Spore-and-pollen diagram of intermorainic deposits from Purtse (Savala) buried valley (borehole 7854), after E. Liivrand (see footnote, p. 82):

1 — till, 2 — aleurites of banded structure, 3 — pollen of trees, 4 — pollen of herbaceous plants, 5 — spores of broadleaved trees, 7 — fir, 8 — birch, 9 — pine, 10 — Artemisia, 11 — Chenopodiaceae, 12 — Gramineae, 13 — Carex, 14 — herbs, 15 — Ericaceae, 16 — Bryales, 17 — Sphagnum, 18 — ferns, 19 — Lycopodiaceae, 20 — Equisetum, 21 — plant remains.

сят нижнюю морену в средний плейстоцен. На наш взгляд, эту морену скорее всего следует отнести в нижний валдай.

Так как основная часть толщи плейстоценовых отложений погребенных долин Северной Эстонии не имеет палеонтологической характеристики, то возраст их окончательно не выяснен.

В дальнейшем рассматриваются особенности строения покрова плейстоценовых отложений по отдельным крупным районам плато.

4.2.1. ВИРУСКОЕ ПЛАТО

На севере Вируское плато граничит с Северо-Эстонским глинтом, на западе — с долиной р. Валгейыги, на юго-западе — с Пандивереской возвышенностью и Саадъярвским друмлинным полем, на юго-востоке — с впадиной Чудского озера (рис. 28). Из средних форм древнего рельефа в пределах его расположены Ахтмеское плато, Оямааская низина и северная часть Нарвской низины (рис. 28). Ахтмеское плато представляет собой крупное пластовое возвышение. Абсолютная высота рельефа поверхности коренных пород на нем достигает 75 м, в то время как в Оямааской низине абсолютные высоты составляют в среднем лишь 40—50 м (рис. 8). В Нарвской низине поверхность дочетвертичных пород залегает в основном на абсолютных высотах от 20 до 40 м. Вдоль Оямааской низины, примерно в направлении современной долины р. Пуртсе, прослеживается Пуртсеская погребенная долина, а к востоку от Ахтмеского плато — Куртнаская погребенная долина (рис. 10). Ряд древних погребенных долин наблюдается также между глинтом и Пандивереской возвышенностью (рис. 8), где высота дочетвертичного рельефа на большей части территории составляет 40—60 м.

На Ахтмеском плато и на его склонах мощность плейстоценовых отложений редко превышает 5 м. В северной части плато широко развиты альвары (рис. 27). Относительно большие мощности отложений (10—20 м и редко больше) наблюдаются во флювиогляциальных дельтах (Сями и др.), на Куртнаском камовом поле, в платообразных камах близ Ийзаку, в озовых грядах Ийзаку—Иллука и Сильдоя—Мяэтагузе, а также в конечной морене Куремяги (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

В Оямааской и Нарвской низинах и в районах к северу от Пандивереской возвышенности мощность плейстоценовых отложений тоже небольшая, чаще всего лишь несколько метров. Отложения большой мощности (до 60—80 м), разумеется, встречаются в погребенных долинах.

Геологическое строение плейстоценового покрова района несложное. Обычно на маломощной (1—3 м) верхневалдайской серой карбонатной морене залегают озерно-ледниковые ленточные глины или флювиогляциальные отложения; последние иногда находятся непосредственно на коренных породах. Лишь в отдельных случаях мощность верхней покровной морены превышает 10 м (например, в древней долине р. Пуртсе она достигает 17,7 м). Местами вместо единой верхневалдайской морены встречаются два или три залегающих непосредственно друг на друге или отделенных водноледниковыми осадками небольшой мощности маломощных моренных слоя, образовавшихся в результате повторных надвиганий ледника или при вытаивании внутренних и донных морен (Раукас, 1963 и др.).

Например, на правобережье р. Нарвы, восточнее Кренгольма, по

данным отчета об инженерно-геологических изысканиях в связи со строительством Нарвской ГЭС, в ряде скважин установлены по два слоя морен (лужской и невской стадий, по А. Алейникову, 1957), отделенные озерно-ледниковыми глинистыми алевритами и отчасти ленточными глинами или флювиогляциальными отложениями мощностью 2—3 м. Верхняя морена мощностью 1,5—6 м желтовато-бурая или коричневая с преобладанием кристаллических пород. Нижняя морена мощностью 0,5—5 м отличается от нее серым цветом и преобладанием среди галек и гравия обломков карбонатных пород.

В других местах, особенно в погребенных долинах, морены разного состава сравнительно более мощные и отделены одна от другой водными или водноледниковыми осадками значительной мощности, содержащими растительные остатки. Для примера можно сослаться на отложения в погребенной долине Пуртсе (рис. 33, с. 83), где возраст нижней морены, по-видимому, нижневалдайский. В ходе геолого-съемочных работ эта морена, как и нижняя серая морена в Куртнаской древней долине (мощность ее до 12,3 м), была предварительно отнесена в средний плейстоцен. Однако ее возраст еще требует подтверждения палеоботаническими данными.

Межморенные или подморенные лимногляциальные отложения на Вируском плато распространены довольно ограниченно, и мощность их редко превышает 5 м. В некоторых флювиогляциальных дельтах лимногляциальные отложения установлены под флювиогляциальными (Валгейые, рис. 71; Вайвара и др.). В Нарвской низине и к востоку от Пандивереской возвышенности (например, близ Пылула) широко развиты надморенные ленточные глины (рис. 27). Мощность их разная (в Пылула 7,3 м, близ Нарвы 2,5—3,5 м; Ряхни, 1963), но чаще всего небольшая, 1—4 м. В более значительной мощности (до 20 м) встречаются озерно-ледниковые пески и алевриты, входящие в состав лимногляциальных камов (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

Подморенные флювиогляциальные отложения ранневалдайского или московского оледенения условно выделены лишь в погребенных долинах (например, в Пуртсеской, рис. 33, и Куртнаской), где их мощность 10—20 м. Возможно, что эти отложения отчасти древнеаллювиальные. Особенно широко распространены на рассматриваемой территории надморенные верхневалдайские флювиогляциальные отложения, входящие в состав флювиогляциальных дельт, камов и озов (рис. 20). Мощность их чаще всего 5—12 м и в отдельных случаях превышает 25 м (Сями, Вазавере).

Несмотря на то, что большие территории Вируского плато в позднеледниковое время были залиты водами Балтийского ледникового озера (Пярна, 1960 и др.), отложения последних встречаются на довольно ограниченных территориях и имеют небольшую (1—3 м) мощность. Местами встречаются также эоловые отложения того времени, например близ р. Лообу, в болоте Ванасилла.

4.2.2. ХАРЬЮСКОЕ ПЛАТО

Харьюское плато протягивается от долины р. Вазалемма на западе до р. Валгейыги на востоке. С севера оно ограничено Северо-Эстонским глинтом. С юго-востока к нему примыкают Пандивереская возвышенность и Тюриское друмлинное поле, а с юго-запада — Хаапсалуская

низина. Поверхность дочетвертичных пород залегает в основном на абсолютных высотах от 20 до 60 м и повышается в юго-восточном направлении. Поверхность плато расчленена пластовыми возвышениями, низинами и древними долинами (Tammekann, 1926, 1946; Орвику, 1960, а, б, г). В типичном виде пластовые возвышения высотой до 10 м встречаются, например, в окрестностях пос. Вазалемма и близ г. Кейла. Погребенные древние долины установлены в Таллине (Верте, 1962) и в нижних течениях рек Вяэна, Валгейыги и др. (рис. 8, 10). Наиболее длинные из них протягиваются от залива Копли в Таллине до Паункюла, от Таллина до Кийза и от залива Колга до г. Тапа (Raukas, Rähni, 1974). Глубина долин в пределах плато небольшая (20—30 м). Здесь они заполнены главным образом мореной и флювиогляциальными (древнеаллювиальными?) отложениями.

Мощность плейстоценовых отложений в северной части района незначительная (обычно до 2 м). Большие участки Харьюского плато совершенно лишены четвертичного покрова (рис. 27). Альвары особенно широко развиты между реками Вяэна и Вазалемма и между Таллинном и р. Ягала (табл. VIII, 12). В южной части территории, в пределах ландшафтного района Кырвемаа, где широко развиты краевые ледниковые образования, мощность отложений несколько повышается, но обычно не превышает 10—15 м. Учитывая неодинаковую мощность отложений в пределах Харьюского плато, здесь можно выделить два подрайона.

Нижне- и среднеплейстоценовые отложения на территории плато неизвестны. Стратиграфический материал также не указывает на присутствие нижневалдайских отложений, хотя участие их в строении плейстоценового покрова вероятно. Об этом говорит и наличие нескольких слоев морен с разделяющими их водноледниковыми отложениями. Мощность слоев различная (например, в Аудевялья, в 10 км к югу от г. Палдиски, мощность верхней морены составляет 5, а нижней 8 м).

В ряде местонахождений, несколько отличающиеся по составу и цвету морены залегают одна на другой. Так, на восточном склоне долины р. Пирита, у моста железной дороги Таллин—Маарду, имеется разрез (Орвику, 1953*), где на зеленовато-серой темной морене мощностью 2,4 м залегает желтовато-серая светлая морена мощностью 4,85 м. В крупно-гравийной фракции нижней морены содержится много обломков карбонатных пород (71,8%) и диктионемового сланца (23,4%) и очень мало (4,5%) кристаллических пород. Песчаники в ней не обнаружены. В верхней морене кристаллических пород 36,0%, песчаников 13,0%, обломков сланца 11,0%, а карбонатных пород всего лишь 40,0%. Морена залегает на оболовом песчанике с прослойками диктионемового сланца.

Морены со сходными условиями залегания обычно рассматриваются нами как стадиальные или фазиальные поздневалдайского оледенения (Раукас, 1963б и др.). О стадиальных (фазиальных, осцилляторных) наступаниях края ледника в данном районе свидетельствуют также напорные конечные морены (Саха—Лоо и др.) и залегание озерно-ледниковых осадков с четким контактом под флювиогляциальными отложениями. Мощность таких озерно-ледниковых глин достигает семи (в Мяннику) и более метров.

---

* К. Орвику. Объяснительная записка к геологической карте четвертичных отложений ЭССР. 1953. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР.

Образование двухслойных морен нельзя рассматривать по одной схеме. Нередко они одновозрастные и вытаивали из одного и того же ледника. Одновозрастные внутренние и донные морены установлены, например, в окрестностях Маарду, в 13 км к востоку от Таллина (Раукас, 1963б). Здесь на выходах карбонатных пород встречаются близко желтовато-серая морена с высокой карбонатностью (донная морена) и красно-бурая бескарбонатная морена только с обломками кристаллических пород. Последняя, вероятно, была оставлена ледниками в виде внутренней морены, не имевшей при своем движении контакта с карбонатными породами ордовика.

Мощность верхневалдайской карбонатной покровной морены на Харьюском плато колеблется от нескольких дециметров до 10 м, но обычно не превышает 2—3 м. Более значительная мощность отмечена у песчано-гравийных или гравийно-галечных флювиогляциальных отложений, слагающих дельтовые равнины, камы и озы и заполняющих некоторые древние долины. Особенно характерны для Харьюского плато флювиогляциальные дельты (табл. X, 17). Они образовались здесь в основном в паливереской (Мяннику, Нымме, Валгейыэ) и в меньшей мере в пандивереской стадии (Кийу, Соодла, Кемба) и залегают или на коренных породах, или на морене, реже на озерно-ледниковых отложениях. Мощность дельтовых отложений колеблется в пределах 4—20 м и в отдельных случаях достигает 32 м.

Флювиогляциальные отложения в озах мощностью до 25 м представлены в основном грубозернистыми гравийно-галечными образованиями со значительным содержанием валунов известняков. На рассматриваемой территории радиальные озы встречаются чаще, чем маргинальные. Особенно широко распространены они в Кырвемаа, близ Аэгвийду, Воозе и Паункюла, но известны также к юго-востоку от Таллина (Силлаотса—Рускавере, Игавере—Анди), между Нооркару и Лелле и в некоторых других местах (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Маргинальные озы встречаются главным образом к югу от Таллина, близ Лелле—Палукюла и Пюхамяэ—Кемба (рис. 27). Наиболее крупными скоплениями флювиокамов являются камовые поля в Мягеде и Пярнамяэ, где мощность отложений достигает 30 м. В древних долинах мощность флювиогляциальных отложений (возможно, отчасти древнеаллювиальных) доходит до 60—80 м (например, к юго-западу от озера Кахала).

Озерно-ледниковые отложения для Харьюского плато малохарактерны. Ленточные глины прослеживаются (рис. 27) в основном лишь в виде узких языков по долинам рек Кейла, Вяэна, Пирита, Ягала, Валгейыги и др. В некоторых из них (Пирита) глины отмечаются еще на расстоянии 30—40 км к югу от глинта (Пиррус, 1968). Мощность глин небольшая, но здесь обнаружены в платообразных лимнокамах озерно-ледниковые осадки значительной мощности (до 20 м) в виде алевритов и мелкозернистых песков (Энни, Рыызамяги и др.). Близкие по составу отложения встречаются и в виде камовых террас, например близ озов Сикемяэ—Воозе.

Относительно широко распространены на рассматриваемой территории береговые (Пярна, 1960 и др.) и донные (Кессел, Порк, 1971 и др.) отложения Балтийского ледникового озера, достигающие абсолютных отметок до 70 м. Мощность преимущественно песчаных или гравийно-галечных осадков колеблется в пределах 1—15 м. Близ деревни Калме, по обеим сторонам реки Пдуисоо, известны крупные

дюны (высотой до 12 м), образовавшиеся во время развития Балтийского приледникового озера. Более мелкие эоловые образования установлены во многих местах плато.

4.2.3. ХААПСАЛУСКАЯ НИЗИНА

Хаапсалуская низина охватывает западную пониженную часть распространения нижнепалеозойских карбонатных пород в пределах материковой Эстонии (рис. 28). Абсолютные высоты поверхности дочетвертичных пород наиболее часто находятся в пределах от 0 до 20 м и повышаются в восточном направлении (рис. 8), достигая здесь максимальных значений около 60 м. Отдельные участки низины, например южная оконечность п-ова Тыстамаа, находятся под современным уровнем моря, на глубине до 60 и более метров (рис. 8). По сравнению с другими участками Северо-Эстонского плато рельеф поверхности коренных пород здесь не только расположен на более низком гипсометрическом уровне, но имеет и более монотонный характер. Древних долин здесь немного. Наиболее крупная из них с абсолютными отметками дна до —50 м врезана в низменность Казари (Lannus, 1939). Долина простирается в западном направлении. Местами (например, между Михкли и Пярну-Яагупи) широко развиты пластовые возвышения, в наиболее классическом виде связанные с твердыми биогермовыми известняками яагарахуского горизонта силура. В районе Варбла и Паадрема развиты скальные друмлины юго-восточного простирания (Laasi, 1937).

Плейстоценовый рельеф здесь также равнинный. Очень широко распространены озерно-ледниковые равнины (рис. 27). Наибольшие относительные (до 15—20 м) и абсолютные высоты наблюдаются в Северо-Пярнумааской и Ристи-Паливереской зонах краевых ледниковых образований. В современном равнинном рельефе большие площади занимают болота и абразионно-аккумулятивные равнины Балтийского моря.

Мощность плейстоценового покрова на Хаапсалуской низине неравномерная. На возвышениях коренного рельефа развиты альвары (южнее и восточнее Хаапсалуского залива, южнее Матсалуского залива, близ Михкли-Коонга, Вихтерпалу и др.) или маломощный (до 2 м) покров морены и водноледниковых отложений. В низинах мощность плейстоценового покрова составляет в среднем 5—10 м, а в погребенной долине Казари и севернее Пярну местами доходит до 60 м.

Отложения древнее московского горизонта на Хаапсалуской низине неизвестны. Отложения московского горизонта тоже выделены условно и известны лишь в немногих местах. Мощность их не превышает 20 м. Например, в ходе геолого-съемочных работ (А. Вяярси, К. Каяк, Х. Каяк, Э. Кирс, Х. Лийвранд) серая плотная карбонатная морена с небольшим содержанием крупнообломочного материала (около 8%) была обнаружена в деревне Селисте (близ шоссе Аудру-Тыстамаа). На ней были обнаружены (на глубине 18,6—27,2 м) межморенные желтовато-серые и темно-серые глинистые алевриты озерного генезиса с микроскопическими растительными остатками. В спорово-пыльцевом спектре осадков преобладает пыльца древесной растительности (70—87%), в которой доминируют сосна и береза (до 50—60%); содержание ели до 30%, ольхи до 22%. Присутствует в небольшом количестве пыльца широколиственных пород и лещины. Исходя из условий зале-

гания отложений и состава спорово-пыльцевого спектра, К. Каяк и соавторы предполагают, что эти отложения сформировались в начале микулинского межледниковья. Сделанные заключения требуют, конечно, подтверждения на более обширном фактическом материале. Тем более, что полученные предварительные спорово-пыльцевые спектры имеют некоторое сходство с лихвинскими и средневалдайскими спектрами.

Органогенные подморенные отложения на рассматриваемой территории неизвестны, но их присутствие возможно. На это указывает выделение газов из буровых скважин (например, в Тыстамаа), обусловленное, вероятно, разложением межморенного или подморенного органического вещества.

Серая карбонатная верхневалдайская морена в общем маломощная — 0,5—3 м, и только в конечных моренах (например, Линнузе) и во впадинах дочетвертичного рельефа мощность ее доходит до 10—15 м и редко больше (например, в древней долине у р. Энге до 20 м и на мысе Торила близ Тыстамаа до 30 м). Местами вместо единой верхневалдайской морены встречаются два или три моренных слоя, залегающих непосредственно друг на друге или отделенных один от другого водноледниковыми осадками небольшой мощности (например, в Казекюла), образовавшиеся в результате повторных стадиальных или фазиальных надвиганий ледника. В некоторых районах, особенно в пределах погребенных долин, нижняя морена имеет более выдержанное распространение и значительную мощность (например, в Салу близ оз. Кайсма мощность верхней морены 1,5, а нижней 49 м). Накопление ее нельзя объяснить стадиальным наступанием ледника. Она образовалась или во время ранневалдайского оледенения, или в среднем плейстоцене. Так как эта морена по литолого-минеральному составу мало отличается от надстилающей морены, то ей в данной работе условно придается все же позднеплейстоценовый возраст.

Весьма широко распространены на рассматриваемой территории озерно-ледниковые отложения, особенно ленточные глины (рис. 17), мощность которых, например близ Вигала, достигает 20 м (Öpik, Laasi, 1937). Ленточные глины залегают обычно или непосредственно на серой морене последнего оледенения, или на маломощном прослое (0,5—1,5 м) алевритовых, более мелководных озерно-ледниковых отложений (Пиррус, 1968). Местами ленточные глины залегают также непосредственно на коренных породах. Из-за слабой расчлененности рельефа ледники последнего оледенения на территории Западной Эстонии отступали равномерно, и поэтому все низменности рельефа, освобождавшиеся ото льда, были залиты талыми водами, и в них образовались крупные по размерам озерно-ледниковые водоемы (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Поэтому протяженность залежи ленточных глин, например в бассейне реки Казари, при значительной мощности доходит до нескольких десятков километров.

Широко развиты также флювиогляциальные отложения (рис. 27), входящие в состав флювиогляциальных дельт (Потсепа, Нымmемаа) и маргинальных (реже радиальных) озов. Маргинальные озы образуют здесь два крупных пояса. Один из них — Северо-Пярнумааский начинается у конечной морены Линнузе и протягивается в виде дугообразной гряды через Кяру—Калли—Соэва—Выллa—Аудру—Эаметса—Сельякюла—Эйдапере в сторону Лелле и Палукюла. Другой пояс — Ристи—Паливереский начинается близ Мяэмыйза и протягивается через

Тууру—Тубри и Тамме до Элламаа, где постепенно переходит во флювиогляциальную дельту (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Относительная высота озов обычно небольшая, до 10 м. Ширина их колеблется в значительных пределах — от нескольких десятков метров до 2—3 км (например, между Калли и Кяру и близ Выллa).

Камы на рассматриваемой территории встречаются редко. Почти отсутствуют также отложения Балтийского ледникового озера.

4.2.4. ЗАПАДНО-ЭСТОНСКИЙ АРХИПЕЛАГ

Наиболее крупные острова архипелага — Сааремаа (2671 км^2), Хийумаа (989 км^2) и Муху (205 км^2), за ними следуют Вормси (92,9 км^2), Кассари (19,3 км^2), Абрука (8,8 км^2) и Вилсанди (8,75 км^2). Точное количество островов в архипелаге неизвестно. К тому же число их из-за интенсивного неотектонического поднятия земной коры быстро меняется — новые островки возвышаются над уровнем моря, а другие присоединяются к материку или к островам. Число островков близ Хийумаа достигает 200, а близ Сааремаа — около 1000.

Геологическое строение четвертичного покрова островков очень простое — многие из них целиком сложены коренными породами (Карираху и др.) или покрыты лишь маломощным покровом гравийно-галечных береговых отложений (Лангекаре и др.), другие сложены преимущественно карбонатной мореной или флювиогляциальными отложениями последнего оледенения (Саарнаки, Хобулайд и др.), покрывающими более или менее толстым слоем коренное основание. Островки находятся в разных стадиях развития и являются, таким образом, хорошим объектом для исследования образования ландшафтных комплексов на побережье Балтийского моря (Orviku, Sepp, 1972).

Для исследователя плейстоценовой истории территории района наибольший интерес представляют дугообразно расположенные островки между юго-восточной частью Хийумаа и мысом Пуйзе (Саарнакилайд, Ханикатсилайд, Вареселайд, Кыверлайд, Кумарулайд и др.), оконтуривающие бывшую ледниковую лопасть и представляющие собой по существу абрадированные конечные и боковые морены, отчасти также маргинальные озы.

На острове Хийумаа высота рельефа поверхности коренных пород небольшая. Значительная часть коренного остова острова расположена намного ниже современного уровня моря или близка к нулевой изобазе (рис. 8). Мощность плейстоценовых отложений на острове наиболее часто составляет 5—10 м, но местами, например на п-ове Кыпу, достигает 80 м. В восточной части острова отложения менее мощные (чаще всего меньше 5 м), чем в западной. Особенно малые мощности четвертичного покрова наблюдаются между Вахтрепа—Арукюла—Сарве, близ Паопа—Нинаметса—Мудасте и в западной части острова Кассари (Sepp, 1974).

Отложения, более древние, чем последнего оледенения, в ходе геолого-съемочных работ были установлены лишь на полуострове Кыпу, где между двумя серыми моренами были обнаружены ленточные глины мощностью около 35 м (рис. 35). Но судить о возрасте нижней морены и межморенных отложений трудно, так как образцы (всего 13) для палинологического исследования были отобраны нетщательно и содержали много свежей современной пыльцы, преимущественно сосны. По

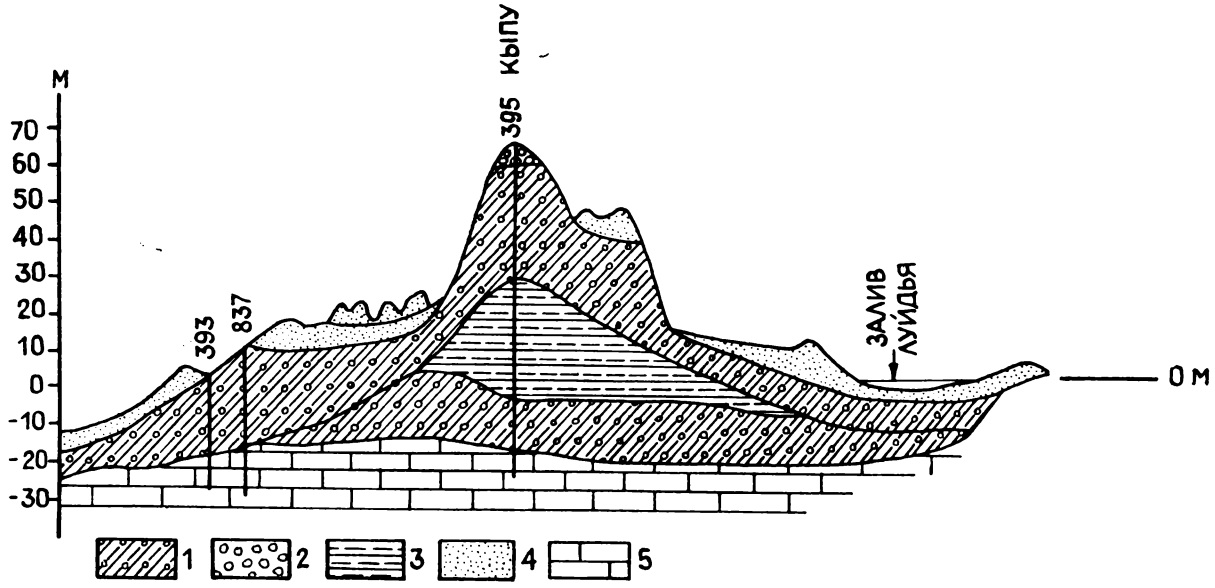


Рис. 35. Геологическое строение полуострова Кыпу по материалам геологической съемки и с дополнениями автора.

1 — морена; 2 — флювиогляциальные отложения; 3 — озерно-ледниковые алевриты и ленточные глины; 4 — голоценовые морские и эоловые отложения; 5 — коренные карбонатные породы пиргуского горизонта верхнего ордовика.

Fig. 35. Geological structure of the Kõpu Peninsula according to the data of geological survey, with the author's compliments:

1 — till, 2 — fluvioglacial deposits, 3 — limnoglacial aleurites and varved clays, 4 — Holocene marine and eolian deposits, 5 — carbonate bedrock of the Pirgu Stage (O_3).

данным Э. Лийвранд, как в моренах, так и в озерно-ледниковых осадках наблюдается близкая картина состава пыльцы: наряду с сосной и березой встречаются ольха, лещина, широколиственные и др. Это указывает на преобладание переотложенной пыльцы в межморенных осадках. Местная растительность, если она здесь у края ледника вообще существовала, была несомненно холоднолюбивая и весьма скудная.

Полуостров Кыпу интересен не только в стратиграфическом, но и в генетическом отношении. До настоящего времени формирование этой крупной валообразной формы высотой до 55 м неизвестно. Многие авторы (Hausen, 1913в; Tammekann, 1940а) рассматривали ее как конечную морену. На наш взгляд, более вероятно, что моренное ядро полуострова образовалось здесь в виде межлопастной радиальной гряды, на которую в дальнейшем были насажены в виде радиального оза флювиогляциальные отложения (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Последние представлены здесь в основном грубообломочным гравийно-галечным материалом, реже крупнозернистым гравистым песком. На склонах возвышенности П. Кентс обнаружил уступы Анцилового озера и Литоринового моря на 10 разных уровнях и береговые валы только одного Анцилового озера на 12 разных уровнях (Кессел, Раукас, 1967). Первичная морфология возвышенности полностью изменена береговыми процессами и эоловой деятельностью, что затрудняет расшифровку ее генезиса.

Из верхневалдайских отложений острова преобладают ледниковые и озерно-ледниковые. Мощность карбонатной каменистой морены наиболее часто составляет 1—5 м. Кроме полуострова Кыпу большие мощности ее (до 30 м) установлены местами, например близ Тиху и Сыру в средней и южной части острова (Sepp, 1974).

Озерно-ледниковые отложения в виде ленточных глин и алевритов мощностью до 8—10 м залегают в основном на морене, непосредственно на поверхность они выходят лишь в юго-восточной и северной частях острова (рис. 27), в остальных районах они залегают под относительно толстым (больше 2 м) слоем более молодых отложений.

Флювиогляциальные отложения в виде карбонатного гравийно-галечного и крупнопесчаного материала образуют флювиогляциальные дельты на полуострове Тахкуна и близ Паладе-Партси, маргинальные озы в Эммасте—Харью—Мяннамаа и радиальные в Тубала—Нымба, Мяэвли. Местами, например близ Нурсте, они заполняют также впадины древнего рельефа. Мощность их обычно не превышает 5—6 м.

Абсолютная высота рельефа поверхности коренных пород на острове Вормси близка к нулевой изобазе (рис. 8) и достигает в западной части острова на скальном друмлине, выпрепарированном из биогерма пиргуского горизонта в Хуйтберге 10 м в. у. м. Восточная часть коренного остова острова находится под уровнем современного моря, близ деревни Свиби, на глубине до 12 м (Laasi, 1940).

Мощность плейстоценовых отложений на острове небольшая, всего лишь несколько метров. Она больше (местами свыше 10 м) в южной части острова и близ озовых гряд. Встречаются альвары. На острове представлена только верхневалдайская морена, мощность которой доходит до 5 м (Диби). В западной части острова мощность ее чаще всего 0,3—1,0 м (Ratas, 1977).

На морене и отчасти на коренных породах обычно залегают озерно-ледниковые ленточные глины и пески. Более широко они распространены в восточной части острова и близ озера Прествийги (Ratas, 1977).

Флювиогляциальные отложения образуют радиальные озы (рис. 20), представленные здесь тремя параллельными цепями юго-восточного направления: Хулло, Ряльби—Свиби, Норби—Сёдерби—Хосби. Озы продолжаются и под водой на значительном расстоянии от острова. По данным А. Лаази, мощность гравийно-галечных и песчаных отложений в озах достигает 8—12 м. Местами, например между Хулло и Румпо, в озах встречаются прослои глины (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

Остров Муху представляет собой значительное возвышение коренного рельефа (см. рис. 8), которое в северной части острова, близ Тупенурме, достигает 24 м в. у. м. Коренной остов острова является крупным пластовым возвышением, осложненным более мелкими пластовыми возвышениями, связанными главным образом с твердыми биогермовыми известняками яагарахуского горизонта силура. Мощность плейстоценового покрова составляет несколько метров, и строение его простое. Большие участки острова близ Юйгу, Пюссина, Раннанийди, Таммела и Тупенурме лишены четвертичных отложений; здесь встречаются альвары. Главным образом в южной части острова на коренных породах залегает маломощная (1—2 м) сероцветная карбонатная морена последнего оледенения, отчасти покрытая тоже маломощными озерно-ледниковыми ленточными глинами. Флювиогляциальные отложения на острове встречаются редко.

Несколько более сложным строением плейстоценового покрова характеризуется крупнейший остров Западно-Эстонского архипелага — Сааремаа, абсолютные высоты коренного остова которого колеблются в основном в пределах от современного уровня моря до высоты +30 м (рис. 8). В южной части острова в рельефе коренных пород прослеживаются участки древних долин с абсолютными отметками дна до —94,5 м. На северном и западном берегах острова силурийские карбонатные породы местами образуют обрывы с относительной высотой от нескольких (Охесааре) до 25 метров (Панга). Судя по данным о глубине моря близ острова Сааремаа, в частности принимая во внимание эти глубины к северо-западу от него (до —80 м), можно заключить, что эта часть архипелага характеризуется наиболее расчлененным рельефом поверхности коренных пород. Сильно расчлененный рельеф коренных пород оказывал здесь значительное влияние на движение ледников и распределение отложений.

Современный рельеф острова Сааремаа равнинный, с небольшими колебаниями абсолютных (в основном до +20 м) и относительных (до 10 м) высот. Первичный плейстоценовый рельеф острова был расчленен несколько больше, но теперь он сглажен водами Балтийского моря. В рельефе острова резко выделяется лишь Западно-Сааремааская возвышенность, известная в литературе также под названием Центральной возвышенности о-ва Сааремаа. Длина рассматриваемой субмеридионально расположенной S-образной возвышенности 40—45 км, ширина ее в среднем 5—6 км и абсолютная высота до 56 м (обычно до 40). Относительная высота возвышенности над окружающими равнинами колеблется от 20 до 35 м.

Продолжением Западно-Сааремааской возвышенности к югу является Центральная возвышенность п-ова Сырве (Orviku, 1935a). Обе возвышенности в основном сложены верхневалдайской мореной и представляют собой конечные морены (Шмидт, 1894; Luha, 1934; Orviku, 1935a; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971 и др.) или межлопастные моренные массивы. Как и все ледниковые формы рельефа низменной Эсто-

нии, они сильно переработаны водами Балтийского моря. О внутреннем строении и слагающих их отложениях имеется сравнительно мало данных.

Кроме верхневалдайской морены в строении Западно-Сааремааской возвышенности участвуют подморенные (например, близ Каруярв) или надморенные (Кодарамяги) флювиогляциальные отложения мощностью до 10—15 м. Весьма вероятно, что в строении возвышенности участвуют также более древние, нижневалдайские и среднеплейстоценовые морены, но достоверных данных об этом, к сожалению, пока не имеется. Однако они установлены на центральной возвышенности полуострова Сырве. Например, Л. Мартином близ Мынту под верхневалдайской серой карбонатной мореной поздневалдайского оледенения мощностью 5—12 м установлены озерно-ледниковые ленточные глины мощностью около 4—5 м и под ними очень плотная серая карбонатная морена, которую относят либо к нижнему валдаю, либо к среднему плейстоцену.

Морена, более древняя, чем верхневалдайская, встречается также в погребенных долинах южной части острова. Так, например, по материалам Ленбурвода, в южной части полуострова Сырве на абсолютной высоте около 6 м имеется следующий разрез четвертичных отложений (6 м):

0,0	0,80	— морские разнозернистые пески с гравием;
0,80	16,50	— суглинок серый с валунами (морена),
16,50	22,50	— гравий с галькой,
22,50	22,80	— суглинок серый с валунами (морена),
22,80	27,28	— гравий с галькой,
27,28	28,0	— суглинок серый с галькой (морена),
28,0	30,35	— гравий с галькой,
30,35	34,20	— плотный серый суглинок,
34,20	41,7	— гравий с галькой,
41,7	66,3	— плотный серый суглинок,
66,3	79,0	— серая песчанистая глина,
79,0	84,47	— тонкозернистые пески с гравием,
84,47	100,5	— плотный серый суглинок,
100,5 +		— карбонатные породы яагарахуского горизонта силура.

Возраст указанных в разрезе плейстоценовых отложений неизвестен, но, учитывая условия их залегания, можно предположить, что кроме отложений верхнего плейстоцена здесь присутствуют еще отложения по меньшей мере среднего плейстоцена. Однако это заключение требует дальнейшего палеонтологического и литологического обоснования.

В целом плейстоценовый покров на острове Сааремаа маломощный. Большие площади острова, особенно в прибрежной части, представлены альварами (рис. 27). Мощность покровной верхневалдайской морены, за исключением рассмотренных ранее возвышенностей, обычно не превышает 2—5 м. Несколько бо́льшие мощности ее обнаружены в холмистом рельефе на юго-востоке острова (примерно по линии Пёйде—Тыния—Вальяла—Карья). Флювиогляциальные отложения, образующие дельты (Кодарамяги) и радиальные озы (Тика—Лейси), представлены разнозернистыми гравийно-галечными и песчаными отложениями мощностью до 10 м. Озерно-ледниковые отложения в виде ленточных глин и алевритов залегают на морене или непосредственно на коренных породах; мощность их 7—8 м. Более широко они встре-

чаются в краевых прибрежных районах острова (рис. 27). Наиболее крупные и высококачественные залежи ленточных глин, по данным Х. Пальмре (1960), находятся близ Ориссааре (месторождение Вальяла) и Кингисеппа (Келламяэ).

4.2.5. ПАНДИВЕРЕСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Пандивереская возвышенность в данной работе рассматривается как средняя по величине форма древнего рельефа с абсолютными отметками выше 80 м. Ввиду малой мощности четвертичных отложений возвышенность в современном рельефе вырисовывается также в основном по 80-метровой изобазе. Северо-западный и северный склоны возвышенности расчленены долинами, а южный, западный и восточный расчленены более слабо (рис. 8). Наиболее пологий и переходный из них южный склон. Несмотря на свои сравнительно небольшие относительные высоты, она в конце последнего оледенения все же служила ледоразделом (Раукас, 1963а, и др.) и оказывала значительное влияние на продвижение ледников (рис. 17, 18).

От Южно-Эстонских ледораздельных возвышенностей Пандивереская возвышенность отличается маломощным покровом плейстоценовых отложений (в среднем 2—5 м) и простым его строением. Во время оледенений возвышенность служила районом интенсивной экзарации и поэтому здесь сохранились всего лишь отложения поздневалдайского оледенения. Более древние отложения сохранились только местами в понижениях доплейстоценового рельефа и в ядрах некоторых более крупных, сложнопостроенных ледниковых образований, например в Келлавере и Эмумяги, где они пока выделяются условно, без палеонтологического обоснования.

Серая или желтовато-серая карбонатная морена поздневалдайского оледенения залегает на карбонатных породах более или менее ровным маломощным покровом, слагая моренные равнины (в окрестностях Виру—Яагупи, Пеэтри, Коэру, Кадрина, Поркуни, Симуна и более ограниченно в других местах), небольшие конечные морены (Тамсалу—Найстевялья, Ватку) и моренные холмы, сложенные либо целиком мореной, например близ Мянниквялья, либо совместно с водно-ледниковыми отложениями. Наиболее широко распространен холмистый рельеф на северо-западном (между Ярва—Мадизе и Вийтна), западном (Янеда—Лехтсе) и северном склонах, а также в центральной части возвышенности — в районе Поркуни—Неэрути, особенно в окрестностях Коэравере—Раквере—Мыйдаку, между Ягаару—Кергала—Мардиюри и Аравете—Аэгвийду—Охепалу. На дистальном склоне Пандивереской возвышенности холмистый рельеф встречается реже (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971), но здесь широко развиты друмлины.

Наиболее характерны для Пандивереской возвышенности хорошо выраженные озовые системы преимущественно юго-восточного простирания (рис. 36; табл. IX, 14), достигающие в длину до 20—30 км (Мыдрику—Паасвере и др.). Высота озов доходит в Неэрути до 35 м. В озах преобладает крупнообломочный, галечный и гравийно-песчаный материал. На возвышенности встречаются также камы и камовые поля (Мянниквялья, Лайамаа, Лазила и др.), но значительно реже, чем озы. Местами в северной и центральной частях возвышенности, например близ Нарака, встречаются флювиогляциальные дельты, но

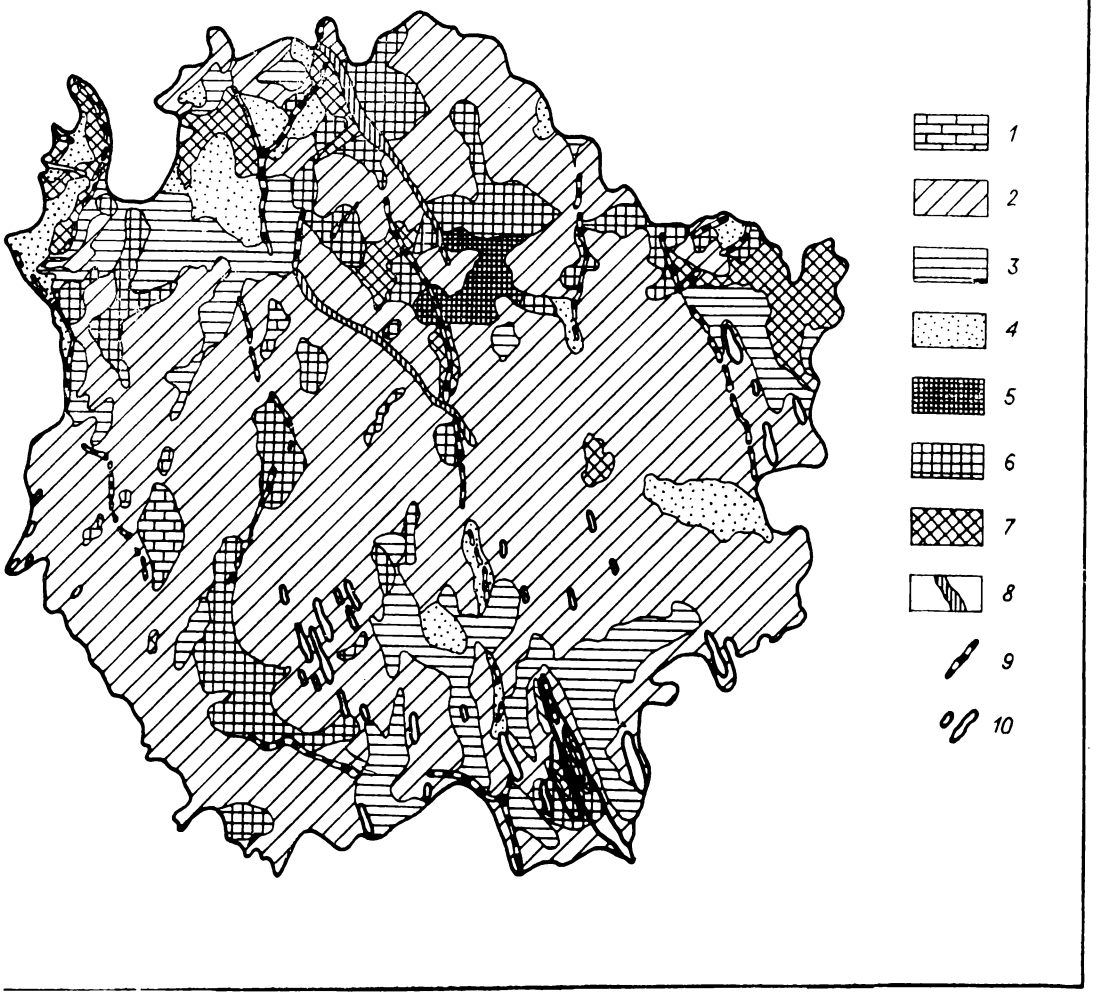


Рис. 36. Геоморфологическая схема Пандивереской возвышенности, составленная Р. Карукяпп по материалам Управления геологии СМ ЭССР и Института геологии АН ЭССР.

1 — альвары; 2 — моренные равнины; 3 — озерно-ледниковые и озерные равнины; 4 — флювиогляциальные дельты и зандродельты; 5 — холмистый рельеф; 6 — волнисто-холмистый рельеф; 7 — холмы; 8 — долины; 9 — озы; 10 — друмлины.

Fig. 36. Geomorphological scheme of the Pandivere elevation:

1 — alvars (areas without the coverage of Pleistocene deposits), 2 — till plains, 3 — limnoglacial and lacustrine plains, 4 — fluvioglacial and outwash deltas, 5 — hilly morainic relief, 6 — undulated-hilly morainic relief, 7 — kames, 8 — valleys, 9 — eskers, 10 — drumlins. Compiled by R. Karukäpp on data of the Board of Geology attached to the Council of Ministers of the Estonian S.S.R. and the Institute of Geology of the Acad. Sc. of the Estonian S.S.R.

в общем они здесь не очень характерны. Еще меньше характерны для возвышенности озерно-ледниковые отложения, особенно ленточные глины. Внутри большого контура Тапа—Раквере—Авинурме—Йыгева—Пайде, охватывающего почти всю возвышенность и некоторые прилегающие к ней районы, ленточные глины вообще не обнаружены (Пиррус, 1968). Под озерно-болотными отложениями обычно встречаются маломощные (до 1—2 м) позднеледниковые озерные алеврито-пелитовые и песчаные отложения.

4.3. СРЕДНЕ-ЭСТОНСКИЕ ДРУМЛИННЫЕ ПОЛЯ

В этом разделе приводится описание геологического строения крупнейших на территории Эстонии друмлинных полей — Саадъярвского, Колга-Яниского и Тюриского, которые сформировались здесь главным образом под влиянием древнего рельефа (Орвику, 1961а). Кроме них охарактеризованы Средне-Эстонская равнина, на которой также широко развиты друмлины (близ г. Пылтсамаа) и друмлинизированные равнины (близ пос. Пилиствере).

4.3.1. САДЪЯРВСКОЕ ДРУМЛИННОЕ ПОЛЕ

Саадъярвское друмлинное поле, или Вооремаа, расположено на тыловом склоне Пандивереской возвышенности и является ее юго-восточным продолжением (рис. 28; табл. X, 15). Оно относится к числу крупнейших и наиболее хорошо выраженных друмлинных полей Восточно-Европейской равнины: его длина около 75 км и ширина от 15 до 25 км. Оно характеризуется большим разнообразием крупных друмлинов (длина до 13 км, ширина до 3,5 км, высота до 60 м) и различных друмлинообразных форм рельефа (друмлиноидов), образующих парагенетический ряд своеобразных форм ледникового ваяния (Орвику, 1961а; Каяк, 1965б; Rõuk, 1974 и др.).

Древний рельеф в северной части друмлинного поля высотой 80—90 м н. у. м. (рис. 8) плавно опускается в юго-восточном направлении до абсолютных высот 20—30 м, повышаясь затем снова в пределах Угандиского плато до 40—60 м. Друмлинное поле пересекают две погребенные долины юго-западного простирания, заполненные преимущественно разновозрастными моренами (Каяк, 1965б; Эльтерманн, Раукас, 1963).

Саадъярвские друмлины сложены в основном моренами (рис. 37). Значительно реже встречаются друмлиноподобные образования, состоящие из флювиогляциальных отложений. Всего в пределах друмлинного поля встречается до пяти отличающихся по составу и цвету морен (Каяк, 1965а; Раукас, 1972).

Верхний, первый горизонт представлен в северо-западной части друмлинного поля серой или желтоватой мореной, в юго-восточной — бурой или красно-бурой. Мощность его 10—40 м (Каяк, 1965б).

Вместо единой верхней морены нередко наблюдаются два близких по составу и цвету слоя морен, отделенных друг от друга водно-ледниковыми отложениями различной мощности (рис. 38). Обычно они рассматриваются как стадиальные морены последнего оледенения (Эльтерманн, Раукас, 1963), хотя не исключено, что возраст нижнего моренного слоя ранневалдайский.

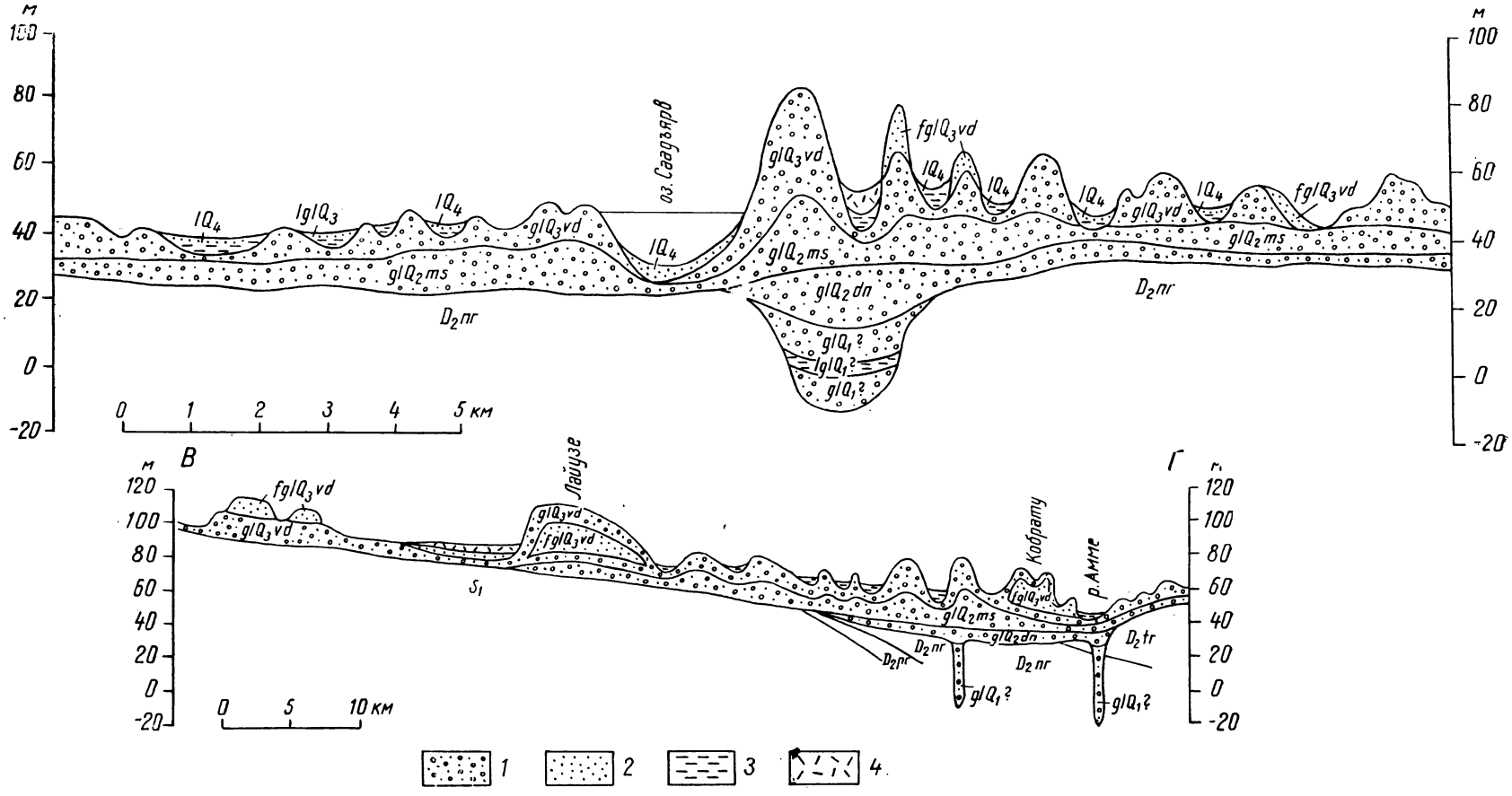


Рис. 37. Поперечный (А—Б) и продольный (В—Г) разрезы Саадъярвеского друмлинного поля по К. Каяку (1965б).
1 — морена; 2 — гравийно-песчаные отложения; 3 — глинистые отложения, 4 — торф. Расположение разрезов см. на рис. 27.

Fig. 37. Transverse (A-Б) and longitudinal (B-Г) profilesof Saadjärve drumlin field after K. Kajak (1965):
1 — till, 2 — gravel and sandy deposits, 3 — clayey deposits, 4 — peat. For location see Fig. 27.

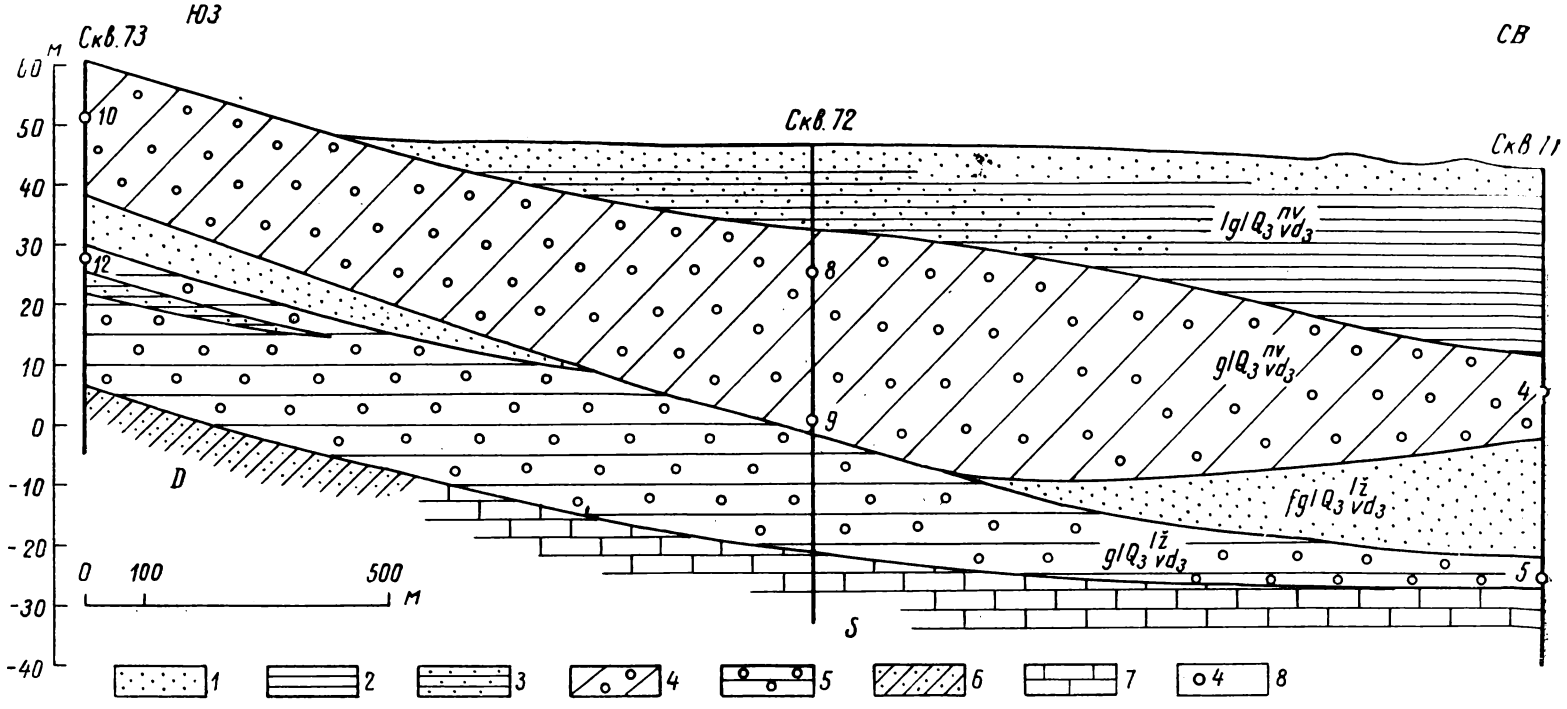


Рис. 38. Геологический разрез Саадъярвского друмлинного поля близ Наутразе и Алнавере (скв. 73 расположена в дистальной части Роэлаского друмлина) по Г. Эльтерманну и А. Раукасу (1963).

1 — пески; 2 — глины; 3 — алевриты озерно-ледникового происхождения; 4 — серая морена невской стадии; 5 — серая морена лужской стадии; 6 — девонские песчаники; 7 — карбонатные породы силура; 8 — место взятия образцов.

Fig. 38. Geological profile of Saadjärve drumlin field in the vicinity of Nautrase and Alnavere (borehole 73, located in the distal part of Roela drumlin), after G. Eltermann and A. Raukas (1963):

1 — sands, 2 — clays, 3 — limnoglacial aleurites, 4 — grey till from the Neva Stage, 5 — grey till from the Luga Stage, 6 — Devonian sandstones, 7 — Silurian carbonate rocks, 8 — place of sampling.

Для второго сверху моренного горизонта характерны серый цвет, суглинистый состав и более плотное сложение. Этот горизонт, мощностью 15—40 м, слагает большинство саадъярвских друмлин и относится к среднему плейстоцену (Эльтерманн, Раукас, 1963), по всей вероятности, к московскому оледенению (Каяк, 1965б). Морена здесь нередко сильно сцементирована карбонатным материалом и содержит много карбонатных обломков (обычно до 70—90%) и минералов (Эльтерманн, Раукас, 1963).

Третий сверху моренный горизонт коричневого цвета с фиолетовым оттенком также имеет плотное сложение. Слагающая его морена по сравнению с вышележащей серой мореной более супесчаная и содержит значительно больше (до 30—40%) обломков кристаллических пород. Мощность горизонта от нескольких метров до 20 м, возраст его, вероятно, днепровский (Каяк, 1965б).

Морена, слагающая четвертый сверху моренный горизонт, разделенный местами, например близ оз. Саадъярв, лимногляциальными отложениями на два слоя (рис. 37), также коричневая, но без фиолетового оттенка. Она содержит несколько меньше кристаллических пород (обычно около 20—25%), чем надстилающая коричневая морена. По мнению К. Каяка (1965б), возраст этого моренного горизонта нижнеплейстоценовый или он относится к одной из более древних стадий днепровского оледенения.

Необходимо отметить, что указанные выше моренные горизонты на Саадъярвском друмлинном поле довольно хорошо коррелируются с моренными горизонтами в Южной Эстонии.

Кроме друмлин, друмлиноидов и связанных с ними междрумлинных экзарационных впадин в пределах друмлинного поля развиты отдельные озовые гряды (например, Тораквере), небольшие камовые поля (Метсакюла, Кукеметса, Кассинурме, Нымме—Эбавере; см. Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971, с. 142) или одиночные камы (в проксимальной части Тооламааского друмлина, в дистальной части Саадъярвского друмлина и др.), радиальные морены (близ Веду и др.), небольшие флювиогляциальные дельты (например, близ Эхавере), замкнутые впадины термокарстового происхождения и позднеледниковые долины прорыва (рис. 39), достигающие близ Кудина глубины 25 м. Встречаются также участки холмисто-моренного рельефа. Озы и камы часто насажены на друмлины.

Ввиду того, что в позднеледниковое время большая часть Саадъярвского друмлинного поля была залита водами приледниковых озер (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971), здесь развиты озерно-ледниковые и озерные отложения в виде ленточных глин, алевритов и песков. Последние наиболее часто приурочены к озерным впадинам (Элиствере, Визузи, Кайавере, Сойтсъярв, Саадъярв, Пикъярв и др.), где их мощность обычно 2—3 м.

4.3.2. ТЮРИСКОЕ ДРУМЛИННОЕ ПОЛЕ

Длина Тюриского друмлинного поля (рис. 28, 40) около 20 км, ширина приблизительно 8 км. Здесь насчитывается более 50 разных по величине, строению и морфологии друмлин, условно подразделенных на три группы (Barkla, 1935; Rõuk, 1971): а) полностью состоящие из морены (Кыргессааре, Лаупа); б) скальное ядро которых покрыто слоем

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

морены мощностью в несколько метров (Кирна, Поака); в) «скальные» друмлины, покрытые мореной незначительной мощности, часто меньше 1 м (Роа, Кяомяэ).

Наряду с друмлинами здесь местами, в частности на западе (рис. 40), встречаются отдельные невысокие (до 5 м) пологосклоновые озовые гряды и камы, нередко наложенные на друмлины (например, Локута и Веневере), а также моренные холмы. Междрумлинные пространства представлены волнистыми и холмисто-волнистыми моренными и плоскими абразионно-аккумулятивными лимногляциальными равнинами. Встречаются также позднеледниковые ложбины стока глубиной до 4 м и отдельные замкнутые впадины термокарстового происхождения. На разных абсолютных отметках (от 48 до 66 м) прослеживаются абразионные уступы, перевеянные ветром береговые валы и скопления валунов, маркирующие береговые линии Кембаского (A_2) и Балтийского (B_1, B_2) приледниковых озер (Пярна, 1962 и др.).

Друмлинное поле расположено в пределах распространения нижнесилурийских доломитов. Высота рельефа поверхности коренных пород здесь около 50—60 м в. у. м. (рис. 8) и понижается в юго-западном направлении. Древний рельеф усложнен пластовыми возвышениями и низинами юго—юго-западного простирания высотой до 15 м, которые местами отражаются в современном рельефе. Абсолютная высота последнего достигает 79,9 м (Кяомяги), но в среднем составляет в северной и северо-восточной части 60—64 м, в южной и юго-западной — 50—52 м (Rõuk, 1971). Относительные высоты чаще всего не превышают 15 м. Друмлинное поле пересекается зоной неотектонически активных нарушений юго-западного простирания, прослеживающихся как в фундаменте, так и в осадочном покрове (Орвику, 1960в и др.).

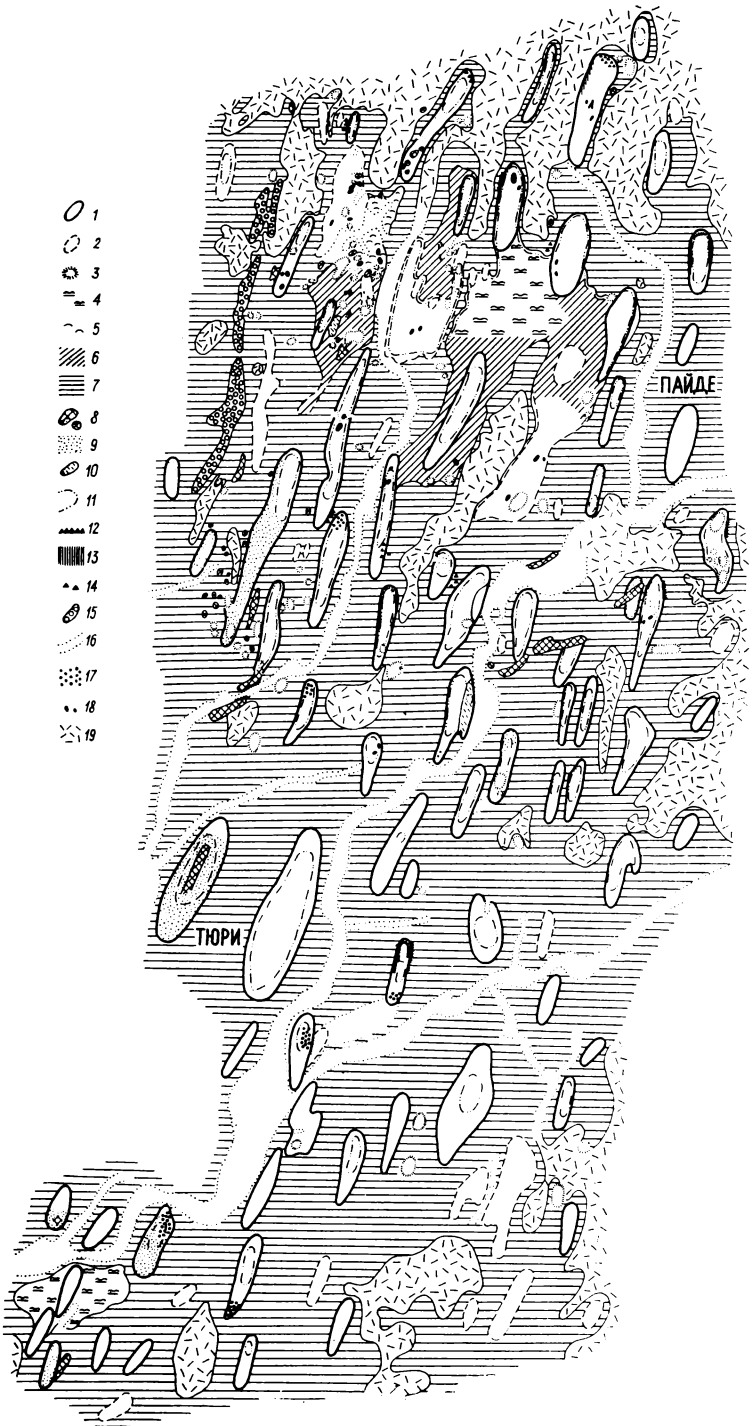
Мощность плейстоценовых отложений в пределах друмлинного поля небольшая, в северной части 1—2, в южной 2—4 м. Лишь в отдельных случаях мощность их в некоторых друмлинах превышает 20—24 м (Barkla, 1935). Строение плейстоценового покрова простое: на маломощной верхневалдайской карбонатной суглинистой серовато- или желтовато-серой морене залегают ленточные глины и озерно-ледниковые песчано-алевритовые отложения, реже флювиогляциальные пески или гравийно-галечные отложения. Местами, например в Алликуском и Тюриском друмлинах, установлены также подморенные флювиогляциальные отложения (Barkla, 1935), возраст которых неизвестен.

Рис. 39. Геоморфологическая схема Саадъярвского друмлинного поля, составленная А.-М. Рыуком.

1 — друмлины; 2 — друмлиноиды и друмлинизированный рельеф; 3 — волнисто-холмистый рельеф; 4 — камы; 5 — флювиогляциальные дельты; 6 — озерные котловины и реки; 7 — долины прорыва с указанием направления стока; 8 — озерно-ледниковые абразионно-аккумулятивные равнины; 9 — озы; 10 — платообразные возвышенности с моренной покрышкой.

Fig. 39. Geomorphological scheme of Saadjärve drumlin field (compiled by A.-M. Rõuk):

1 — drumlins, 2 — drumlinoids and drumlinized relief, 3 — hilly-undulated relief, 4 — kames, 5 — fluvioglacial deltas, 6 — lakes and rivers, 7 — cutting valleys (chuts), the direction of flow is indicated, 8 — limnoglacial abrasion — accumulation plains, 9 — eskers, 10 — plateau-like hills with till cover.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
ПАЙДЕ
ТЮРИ

4.3.3. КОЛГА-ЯАНИСКОЕ ДРУМЛИННОЕ ПОЛЕ

Друмлины на небольшом Колга-Яаниском друмлинном поле, длиной 1—3 км и шириной 100—300 м, вытянуты в юго-восточном направлении. Колга-Яаниское друмлинное поле детально изучено К. Орвику* (1961б, Orviku, 1935в). Мощность плейстоценовых отложений доходит здесь до 20—25 м, в частности в восточной части друмлинного поля. В западной части мощность их в основном не превышает 5 м. Кроме желтовато-серой верхневалдайской морены мощностью от 2 до 10 м во многих колодцах и скважинах обнаружена плотная, более глинистая синевато-серая морена, залегающая непосредственно под верхней мореной или отделенная от нее флювиогляциальными гравийно-галечными отложениями. Мощность ее доходит до 10 м. По данным Государственной геологической съемки, в отдельных местах, например юго-восточнее Лалси, под синевато-серой мореной обнаружена еще и третья морена мощностью 1—2 м. К. Каяк и Х. Каяк, проводившие геологическую съемку четвертичных отложений в этом районе, предполагают, что отмеченные выше моренные горизонты образовались соответственно в днепровское, московское и валдайское время. Никаких палеонтологических материалов для подтверждения данного заключения, к сожалению, нет, и оно основывается всего лишь на условиях залегания отложений.

4.3.4. СРЕДНЕ-ЭСТОНСКАЯ РАВНИНА

Равнина эта расположена между Тюриским и Саадъярвским друмлинными полями, Выртсъярвской впадиной и Пандивереской возвышенностью, на выходах карбонатных пород адаверескоro и райккюлаского горизонтов нижнего силура. Рельеф поверхности коренных пород высотой в среднем около 40—60 м н. у. м. здесь расчленен слабо и полого падает в южном направлении, в сторону Выртсъярвской впадины. Современный рельеф высотой около 85—50 м (в среднем 60—80 м) над уровнем моря также понижается в этом направлении. В рассматриваемом районе преобладают плоские и слабоволнистые, друмлинизированные моренные равнины, например южнее Пилиствере. Наиболее четко выраженные друмлины наблюдаются в окрестностях

* K. Orviku. Kolga-Jaani voorestiku geoloogiast. 1936—1937. Рукопись в фондах Института геологии АН ЭССР.

Рис. 40. Геоморфологическая схема Тюриского друмлинного поля, составленная А.-М. Рыуком.

1 — друмлины; 2 — друмлиноиды; 3 — моренные холмы; 4 — волнистые моренные равнины; 5 — холмисто-волнистые моренные равнины; 6 — озерно-ледниковые абразионно-аккумулятивные равнины; 7 — озерно-ледниковые аккумулятивные равнины; 8 — камы; 9 — озерно-ледниковые пески на друмлинах; 10 — камовые террасы; 11 — максимальное распространение Кембаского приледникового озера (A_2); 12 — уступы; 13 — абразионные склоны; 14 — скопление валунов; 15 — озы; 16 — позднеледниковые и современные долины; 17 — скопления флювиогляциальных отложений на друмлинах; 18 — замкнутые впадины; 19 — болотные отложения.

Fig. 40. Geomorphological scheme of Türi drumlin field:

1 — drumlins, 2 — drumlinoids, 3 — morainic hills, 4 — undulated till plains, 5 — hilly-undulated till plains, 6 — limnoglacical abrasion-accumulation plains, 7 — limnoglacical accumulation plains, 8 — kames, 9 — limnoglacial sands on the drumlins, 10 — kame terraces, 11 — maximal distribution of the Kemba glacial lake (A_2), 12 — benches, 13 — abrasional slopes, 14 — accumulations of boulders, 15 — eskers, 16 — late-glacial and contemporary valleys, 17 — fluvioglacial accumulations on drumlins, 18 — closed depressions, 19 — boggy deposits. Scheme compiled by A.-M. Rõuk.

г. Пылтсамаа, на друмлинном поле того же названия. В северной части района (южнее Пеэтри), а также к северу, в Мыйзамаа—Калана, северо-западу (Лахевере) и к востоку от г. Пылтсамаа (между Пылтсамаа, Пыгева и Курси) распространяется холмистый рельеф. Отдельные озы и радиальные морены встречаются еще между Пылтсамаа и Лустивере, а также севернее Пылтсамаа, близ Паюсти.

Строение плейстоценового покрова на Средне-Эстонской равнине простое: морена мощностью в несколько метров покрыта маломощными озерно-ледниковыми, реже флювиогляциальными отложениями или выходит непосредственно на поверхность. Отложения, более древние, чем последнего оледенения, здесь пока не установлены.

4.4. РАЙОН ОЗЕРНЫХ ВПАДИН И ДРЕВНИХ ЛОЖБИН СТОКА

В данном разделе описывается строение плейстоценового покрова крупнейших в республике озерных впадин — Чудского и Выртсъярвского озер, а также тесно связанных с ними древних ложбин стока — Вяйке-Эмайыги, Харгла и Выру-Пиуза. Все отмеченные районы в плейстоцене подвергались сильной экзарации и эрозии и поэтому геологическое строение их относительно несложное.

4.4.1. ВПАДИНА ЧУДСКОГО ОЗЕРА

Границы впадины Чудского озера во многом условные и переходные. При определении их мы * исходили из распространения краевых ледниковых образований и крупных приледниковых бассейнов, а также из характера рельефа поверхности коренных пород. Большая часть территории впадины входит в состав Российской Федерации. На территории Эстонии она с запада и юго-запада проходит по краевым ледниковым образованиям Орава—Леэви—Химмисте и Пылва и затем по долине реки Ахья до Ляэнисте, дальше по восточному краю (по четко выраженному уступу на высоте около 40—50 м) Угандиского плато до Ахтмеской возвышенности (рис. 28). В современном рельефе преобладает сильно заболоченный равнинный рельеф с небольшой разницей высот. Намечается тенденция общего превышения рельефа в южном и западном направлении.

Мощность плейстоценовых отложений в пределах впадины значительно колеблется. В северной части впадины она обычно не превышает 5 м. Мощности меньше одного метра встречаются близ Ахтмеского плато и местами в Нарвской низине, например у Агусалу. Наибольшие мощности плейстоценовых отложений (до 15—20 м) приурочены к краевым ледниковым образованиям Авинурме—Тудулинна, к лимногляциальным камам севернее современного озера и к погребенным долинам.

На западном берегу Чудского и Псковского озер мощности изменчивы, но чаще всего не более 5—10 м. И здесь большие мощности плейстоценовых отложений связаны с краевыми ледниковыми образо-

---

* А. М. Мийдел, Ю.-А. А. Паап, Р. О. Пиррус, А. В. Раукас, Э. Э. Ряхни, А. А. Сарв. Геологическое строение и развитие впадины Чудского и Псковского озер. Таллин, 1975. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР.

ваниями, например в районе Тэльязе, Наутразе, Кайу, Мустоя (табл. X, 16) и др., и с погребенными долинами в г. Калласте — 49 м, в пос. Алатскиви — 55 м, в дер. Линте — около 145 м и т. д.

Данных о мощности отложений в акватории озера немного. Близ банки Сахмена мощность четвертичных отложений, преимущественно плейстоценовых, достигает 27,5 м (Kajak, 1964), но в целом она, видимо, небольшая.

В пределах впадины пока надежно установлены верхневалдайские отложения, причем по условиям залегания морен можно предположить наличие ледниковых отложений нескольких стадий или фаз (Kajak, 1964; Раукас, 1965; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971 и др.). Местами, например у Роостоя и Тудулинна, разновозрастные стадиальные морены залегают непосредственно одна на другой, а в некоторых районах (Лисье, Ляэнисте) они отделены друг от друга водноледниковыми отложениями, в частности ленточными глинами различной мощности (Piipenberg, 1935; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Разновозрастные морены, стадиальные или фазиальные, обычно четко отличаются по литологическому составу (Раукас, 1963б; Эльтерманн, Раукас, 1963).

Нижнеплейстоценовые отложения во впадине не обнаружены. Лишь весьма условно можно говорить о наличии в ней среднеплейстоценовых (московских) отложений. По мнению К. Каяка (Kajak, 1964 и др.), среднеплейстоценовые морены и связанные с ними водно-ледниковые и древнеаллювиальные отложения встречаются в районе между Карьямаа и Васкнарва, а также в окрестностях Тудулинна. Мощность этих морен у Тудулинна до 11,1 м, в районе между Карьямаа и Васкнарва до 3,7 м. Из-за отсутствия межморенных отложений с остатками органики возраст этих морен остается пока спорным, тем более, что литологический состав их также изменяется в больших пределах.

Из верхневалдайских отложений здесь наиболее широко распространена морена, средняя мощность которой колеблется от 2 до 8 м. В северной части района на выходах коренных карбонатных пород морена серая с различными оттенками и содержит много грубообломочных фракций, состоящих в основном из местных карбонатных пород (Орвику, 1958б; Раукас, 1962б и др.). Лишь южнее и юго-западнее выходов среднедевонских пород наровского горизонта, в среднем течении р. Нарвы, наблюдаются фиолетово-серые, бурые и даже красно-бурые разновидности морены, обогащенные обломками и минералами из кристаллических и девонских пород (Раукас, 1963б; Raukas, 1961a). В южной части впадины на выходах среднедевонских песчаников и алевролитов распространены бурые и красно-бурые морены разных оттенков, содержащие в значительной мере обломки девонских и кристаллических пород (Орвику, 1958б).

В Чудской впадине широко распространены лимногляциальные отложения, особенно ленточные глины (рис. 27), покрывающие северную часть современной озерной впадины, а севернее озера приуроченные в основном к речным долинам Пунгерья, Алайыэ и Нарва (Ряхни, 1963). Ленточные глины в пределах впадины известны также в долинах рек Ахья, Выханду и, особенно, Суур-Эмайыги (Пиррус, 1968). Мощность их достигает 8—10 м (например, в Роостоя). Ленточные глины залегают на морене и большей частью покрыты озерно-ледниковыми песками мощностью 2—5 м. Лимногляциальные отложения в виде алевритов и мелкозернистых песков слагают также платообразные

камы (восточнее Ийзаку-Иллука) и целые камовые поля (например, камовое поле Мустоя), где мощность их доходит до 10—15 м.

Флювиогляциальные отложения развиты менее широко. Они представлены отложениями флювиогляциальных камов (Кайу, Авинурме—Тудулинна) и дельт (Пийриссаар и др.) мощностью до 10 м. Преобладают разнозернистые песчаные и галечно-гравийные отложения. В долинах рек Выханду, Пиуза и других встречаются позднеледниковые древнеаллювиальные песчаные отложения, рассматриваемые некоторыми исследователями (К. Каяк и др.) как долинные зандры.

4.4.2. ВПАДИНА ВЫРТСЪЯРВЕСКОГО ОЗЕРА С ВАЛГАСКОЙ НИЗИНОЙ И ДОЛИНОЙ р. ВЯЙКЕ-ЭМАЙЫГИ

Впадина Выртсъярвского озера расположена между Средне-Эстонской равниной, Саадъярвским и Колга-Яаниским друмлинными полями и Сакаласким и Угандиским плато (рис. 28). Наиболее глубокая часть впадины в современное время занята озером, уровень которого на 34 м в. у. м. Абсолютные высоты на территории впадины в основном колеблются между 34—50 метрами. Довольно монотонный древний рельеф (рис. 8) впадины почти целиком находится в пределах 20—40 м. В меридиональном направлении через впадину протягивается и затем поворачивается в сторону г. Тырва древняя погребенная долина, дно которой близко к нулевой поверхности.

По истории геологического развития с впадиной Выртсъярвского озера тесно связаны Валгаская низина и нижнее течение долины р. Вяйке-Эмайыги (Каяк, 1959), которые и в ландшафтном отношении имеют много общего (Вареп, Тармисто, 1967). Абсолютные высоты современного рельефа здесь также колеблются между 34—50, а древнего между 20—40 метрами. В Валгаскую низину с северо-востока входит глубокая древняя долина, дно которой также близко к нулевой поверхности.

Впадина Выртсъярвского озера расположена в основном в пределах выходов наровского и арукюлаского горизонтов среднего девона. В районах распространения нижнего течения долины Вяйке-Эмайыги коренные породы сложены главным образом породами буртниекского горизонта среднего девона. В северной части впадины коренное основание сложено карбонатными породами адавереского горизонта нижнего силура.

Поскольку Выртсъярвская впадина, Валгаская низина и долина р. Вяйке-Эмайыги обладают различным геологическим строением четвертичного покрова, то целесообразно дать их описание отдельно. На геологическом строении этих районов мы остановимся лишь кратко. Более исчерпывающую информацию о них можно получить из сообщений К. Каяка (1959), Л. Орвику (1958) и К. Орвику (Orviku, 1973).

На большей части территории Выртсъярвской впадины мощность плейстоценовых отложений не превышает 5—10 м, и строение плейстоценового покрова здесь простое: на красно-бурой или желтовато-серой верхневалдайской морене залегают флювиогляциальные гравийно-галечные или песчаные отложения или ленточные глины озерно-ледникового происхождения. Последние, в свою очередь, покрыты позднеледниковыми озерными алеврито-песчаными отложениями, накопившимися здесь в аллерёде и позднем дриасе (Orviku, 1973). В долинах

рек, впадающих в озеро Выртсъярв (Вяйке-Эмайыги, Ыхне, Тянассильма), встречаются позднеледниковые аллювиальные отложения, преимущественно разнозернистые пески — русловая фация проточных талых ледниковых вод.

В древней долине реки Вяйке-Эмайыги и на окружающих ее озерно-ледниковых и моренных равнинах между Ресту и Тыллисте, примерно в пределах распространения Лаатреского приледникового озера (см. Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971) мощность плейстоценовых отложений чаще всего составляет 5—20 м. В Корвалухт, по данным К. Каяка (1959), наблюдается слабо наклоненная к югу (7 м на 10 км) депрессия, заполненная двумя моренными горизонтами и озерно-ледниковыми отложениями. Нижнюю морену грязно-буро-фиолетового цвета можно условно рассматривать как нижневалдайскую, а верхнюю красно-бурую — как верхневалдайскую. Залегающие над последней озерно-ледниковые отложения мощностью до 10 м представлены ленточными глинами и глинистыми алевритами с прослойками мелкозернистого песка толщиной в несколько десятков сантиметров. На других участках данного подрайона отложения более древние, чем верхневалдайская морена, встречаются на очень ограниченной территории.

В пределах древней долины, от с. Тыллисте до впадения реки в озеро Выртсъярв, широко развиты позднеледниковые аллювиальные отложения, слагающие надпойменную террасу (на 4—12 м выше поймы) и рассматриваемые К. Каяком (1959) в качестве отложений долинного зандра. Здесь широко развиты также озерно-ледниковые отложения. Древнеаллювиальные отложения залегают под озерно-ледниковыми и над ними. Они сложены в основном мелкозернистыми розовато-бурыми песками, мощность которых превышает местами у с. Соору и Пикасилла 20 м. Мощность озерно-ледниковых отложений, представленных ленточными глинами и неслоистыми глинистыми алевритами, колеблется, по данным К. Каяка (1959), от 2—4 м у с. Йыгевесте до более 10 м у с. Пикасилла и Соору.

Древнеаллювиальные отложения, залегающие под озерно-ледниковыми и слагающие надпойменную террасу, представлены главным образом мелкозернистыми песками, среди которых встречаются прослои и линзы глинистых и гравистых отложений. Общая мощность их 5—12 м (Каяк, 1959).

Рядом с долиной развиты камы, озы и друмлины. Последние ориентированы параллельно долине. Севернее с. Йыгевесте, у хут. Ребазе, друмлины встречаются в самой долине (Каяк, 1959). Ядра друмлин сложены гравийно-песчаными отложениями и коренными девонскими породами, покрытыми верхневалдайской красно-бурой мореной. Местами в друмлинах обнаружена также более древняя нижневалдайская, или московская, морена серого (фиолетово-серого) цвета. У с. Йыгевесте плотная грязнобуро-фиолетовая морена мощностью 4,5 м обнажается непосредственно на склонах долины. Она покрыта здесь красно-бурой мореной мощностью 5,7 м (Каяк, 1959).

В Валгаской низине широко развиты флювиогляциальные дельтовые отложения, покрывающие верхневалдайскую красно-бурую морену. Относительно большую мощность имеют также озерно-ледниковые отложения, в частности ленточные глины в долине р. Педели.

По данным буровых скважин на воду, уже в пятидесятых годах было установлено, что в районе г. Валга находится глубокая древняя долина, заполненная четвертичными отложениями мощностью 40—70 м.

К. Каяк (1959) предполагал, что в строении этой долины принимают участие средне- и даже нижнеплейстоценовые отложения. В дальнейшем, в ходе геолого-съемочных и дополнительных буровых работ *, это мнение еще более утвердилось. К тому же было выяснено, что эта долина (Тарту—Отепя—Валга) пересекает всю Отепяскую возвышенность (рис. 8) и всюду заполнена плейстоценовыми отложениями разных генетических типов мощностью до 150 и более метров (см. подраздел «Отепяская возвышенность, с. 116).

В 1967 году К. Каяк и Э. Лийвранд доказали палинологическим методом наличие в древней долине Тарту—Отепя—Валга межморенных и подморенных отложений нижне- и среднеплейстоценового возраста (Каяк, Лийвранд, 1967). В разрезе Харимяэ, на глубине 124,65—169,2 м, под тремя моренами ими были установлены суглинки и супеси (алевриты) беловежского горизонта, содержащие споры, пыльцу и растительные остатки, а в разрезе Валга, также под тремя моренными горизонтами, на глубине 54,2—64,0 м — древнеозерные алевриты и пески лихвинского горизонта. Эти отложения залегают на близких уровнях: в скв. Валга их подошва находится на абс. отметке +6 м, в скв. Харимяэ — на абс. отметке +12 м. Они содержат в большом количестве переотложенную пыльцу различной сохранности.

Новые исследования Э. Лийвранд (1969), которая применила более совершенную методику палинологического анализа, не подтвердили полученные раньше данные по разрезу Харимяэ. Они говорят, по ее мнению, о послемикулинском возрасте этих отложений. Отложения разреза Валга вновь не изучались, но в свете данных, полученных по разрезу Харимяэ, и их лихвинский возраст поставлен под сомнение.

К. Каяк (Каяк и др., 1976) не согласен с новым заключением Э. Лийвранд. Учитывая условия залегания отложений и некоторое сходство спорово-пыльцевых диаграмм разрезов Харимяэ, Отепя и Валга с диаграммами нижнего плейстоцена Белоруссии (Америка, Бронцевка и др.; Махнач, 1961), Литвы (Тургяляй, Канченяй и др.; Кондратене, 1965) и Латвии (Жидини; Даниланс, 1973), он предлагает выделить в Эстонии харимягискую свиту, которая являлась бы аналогом беловежского (тургяляйского, жидинского) горизонта на соседних территориях, и относит тем самым рассмотренные нами выше межморенные отложения в эту свиту.

Таким образом, в настоящее время нет единогласия по вопросу о стратиграфическом подразделении плейстоценовых отложений не только в данной долине, но и во всем рассмотренном районе. До появления новых биостратиграфических данных отпадает возможность точного определения возраста этих отложений. Но, учитывая условия залегания, большую плотность отложений нижних горизонтов (на что было обращено внимание два десятка лет назад; Каяк, 1959) и их большую мощность (до 100 и более метров), нам трудно предположить, что все эти отложения сформировались только в позднеплейстоценовое время. Если даже учесть возможность ошибочного установления некоторых моренных горизонтов в отдельных разрезах, как это отмечалось Э. Лийвранд, то и в таком случае валдайские (в интерпретации Э. Лийвранд) межморенные отложения в разрезах Валга и Ха-

---

* А. Р. Вяярси, К. Ф. Каяк, Х. В. Каяк, А. Пастухова, В. И. Паульман. Отчет Выруской партии о комплексной геолого-гидрогеологической съемке юго-восточной части ЭССР. Таллин, 1964. Рукопись в ЭГФ.

римяэ перекрываются двумя—тремя моренами и мощными толщами межморенных водно-ледниковых отложений (Лийвранд, 1976), время накопления которых, особенно подстилающих отложений, не находит по последней интерпретации обстоятельного объяснения.

4.4.3. ХАРГЛАСКАЯ И ВЫРУ-ПИУЗАСКАЯ НИЗИНЫ

Харгласка я и Выру-Пиузаская низины (долины) четко вырисовываются как в древнем, так и в современном рельефе. В древнем рельефе они отделяют среднедевонское (Угандиское) и верхнедевонское (Рыугеское) плато, окаймляя последнее дугообразно с юго-запада на северо-восток (рис. 8). Ширина низин в среднем около 10—15 км. Выру-Пиузаская низина в восточном направлении постепенно переходит в Псковскую низину, а Харгласка я — в юго-западном направлении — в обширную Гауяскую низину. Высота древнего рельефа в пределах Харгласка и Выру-Пиузаской низин изменчива, но в основном, если не учитывать долинообразных врезов, колеблется в пределах от 40 до 70 м. Близ Табина она составляет 76 м и отсюда плавно падает на юго-запад и северо-восток. Эту точку обычно и принимают за границу между Харгласка и Выру-Пиузаской низинами (Раукас, Ряхни, 1969 и др.).

В современном рельефе рассматриваемые низины отделяют Хааньяскую возвышенность от Каруласка и Отепяской. Высота рельефа колеблется в основном от 50 до 90 м. Мощность четвертичных (рис. 19), главным образом плейстоценовых отложений составляет около 20 м.

Наиболее широко распространены в низинах флювиогляциальные зандро-дельтовые отложения (Pärna, 1967), мощностью до 18—20 м. Они залегают на верхневалдайской красно-бурой морене, которая покрывает более или менее ровным пяти-шестиметровым слоем коренные породы. В долинах рек Пиуза и Мустйыги встречаются позднеледниковые аллювиальные отложения — долинные зандры, представленные разнозернистыми песками мощностью от 2 до 15 м.

Озерно-ледниковые отложения в пределах низин наблюдаются редко. После отступания вод Псковского приледникового озера и прекращения стока вод в долину р. Гауи низины в основном осушились (Раукас, Ряхни, 1969). Позднеледниковые реки были здесь все же довольно многоводными, так как они питались еще талыми водами сохранившихся на возвышенностях мертвых льдов. Местами образовались остаточные озера. Позднеледниковые озерные отложения в виде глин и алевритов мощностью до 5—6 м наиболее детально изучены в разрезе Выру (Тамула). Они накоплялись здесь, видимо, в аллереде и позднем дриасе (Мянниль, Пиррус, 1963).

4.5. ВОЗВЫШЕННОСТИ ЮЖНОЙ ЭСТОНИИ

Южно-Эстонские возвышенности — Сакаласка я, Отепяская, Хааньяская и Каруласка я по строению существенно отличаются друг от друга. Это объясняется разным генезисом и приуроченностью их к различным палеогляциологическим зонам. Сакаласка я возвышенность (плато) относится к типу цокольных возвышенностей, где на высоко приподнятом остове коренных пород развиты относительно маломощ-

ные плейстоценовые отложения, главным образом верхневалдайские. Согласно палеогляциологическим реконструкциям А. Асеева (1966 и др.), она располагалась под склоном центрального ледникового щита, тогда как все другие Южно-Эстонские возвышенности находились уже в пределах распространения периферийного ледникового покрова (Аболтыньш, 1975). Сакалаская ледораздельная возвышенность во время разных оледенений находилась под воздействием Рижского (Западно-Эстонского) и Выртсъярвского ледниковых лопастей. Это обусловило здесь преобладание экзарации над аккумуляцией, а в фазе дегляциации привело в основном к внутриледниковому, а не к фронтальному типу аккумуляции. По строению и геологическому развитию Сакалаская возвышенность (плато) близка к равнинам Угандиского плато (см. с. 130).

Отепяская и Хааньяская возвышенности являются типичными островными аккумулятивными возвышенностями. По гипсометрическому положению они занимают четко обособленное, «островное» положение относительно окружающих их равнин и хотя тоже имеют ядро (под ними находятся Угандиское и Рыугеское плато) из коренных пород, оно по сравнению с мощным (до 100—150 м) покровом плейстоценовых отложений имеет в строении возвышенностей второстепенное значение. Среди ледниковых образований наиболее сложное строение имеют островные возвышенности: в их составе принимают участие отложения разных оледенений. Развитие этих возвышенностей объясняется тормозящим влиянием на движение ледников поднятий ложа и блокирующим движением соседних лопастей (Raukas, Karukäpp, 1978). В результате каждого оледенения или крупной стадии возвышенности увеличивались вверх и вширь (Raukas, 1972).

Согласно представлениям О. Аболтыньша (1972), в развитии Отепяской и Хааньяской возвышенностей во время каждого оледенения можно выделить четыре этапа роста: 1) подледниковой аккумуляции морены, 2) внутриледниковой аккумуляции, 3) периферийной маргинальной аккумуляции и 4) аккумуляции в условиях мертвого льда.

Этап подледниковой аккумуляции присущ трансгрессивной фазе ледникового покрова и характерен отслаиванием избыточно насыщенных слоев главным образом на склонах возвышенностей. Второй этап формирования совпал с началом регрессии ледникового покрова, когда ледники начали терять активность. В пустотах, трещинах и проталинах омертвевших участков образовались внутриледниковые водоемы, в которых накапливались пески, алевриты и глины, сформировавшие покров плосковершинных холмов, а несколько позже и прочих холмистых образований мертвого льда, сложенных водно-ледниковыми отложениями. На третьем этапе формирования возвышенностей преобладающее значение имела маргинальная аккумуляция в периферийных и особенно в проксимальных частях возвышенностей, где сформировались разные краевые ледниковые образования, в том числе напорные конечные морены (Миссо, Камбья, Тамса), флювиогляциальные дельты и межлопастные радиальные образования со следами напора (Конгута—Рынгу, Лоотвина). Четвертый, заключительный этап развития ледникового рельефа островных возвышенностей связан с усилением термокарстовых и склоновых процессов и с абразионной деятельностью приледниковых водоемов. Возвышенности и окружающие их равнины к этому времени уже полностью освободились от ледникового покрова. Принимая во внимание сложность и этапность формирования остров-

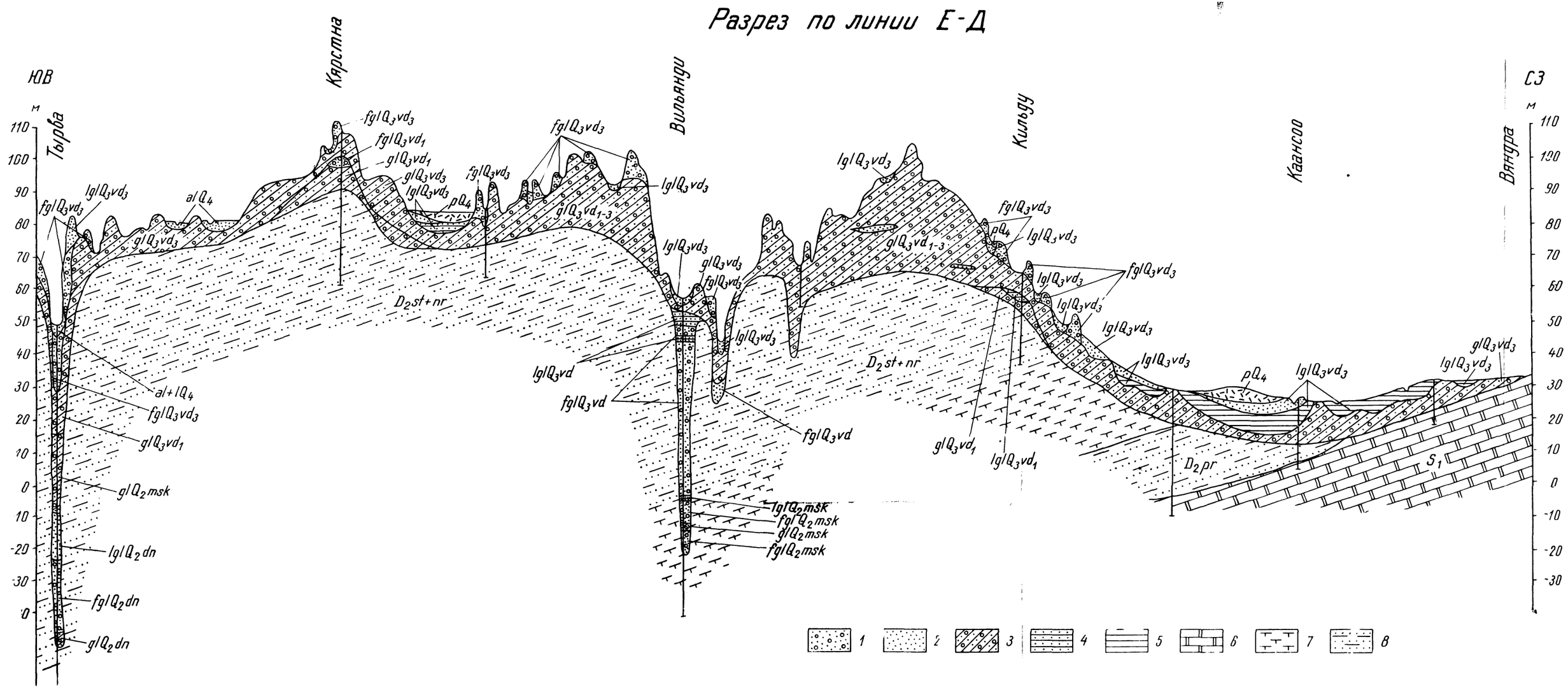


Fig. 41. Geological structure of the Sakala elevation and the neighbouring areas along the line E—D (see Fig. 27), according to the data of the geological survey (author H. Liivrand), with the author's compliments:
1 — gravel and pebble deposits, 2 — sand, 3 — till, 4 — aleurite, 5 — limnoglacial clays, 6 — Silurian dolomites, 7 — Middle-Devonian mares and dolomites, 8 — Middle-Devonian sandstones and siltstones with clay interlayers.

СТРОЕНИЕ ТОЛЩИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЮЖНОЙ ЭСТОНИИ (ПО ЛИНИИ III-IV)

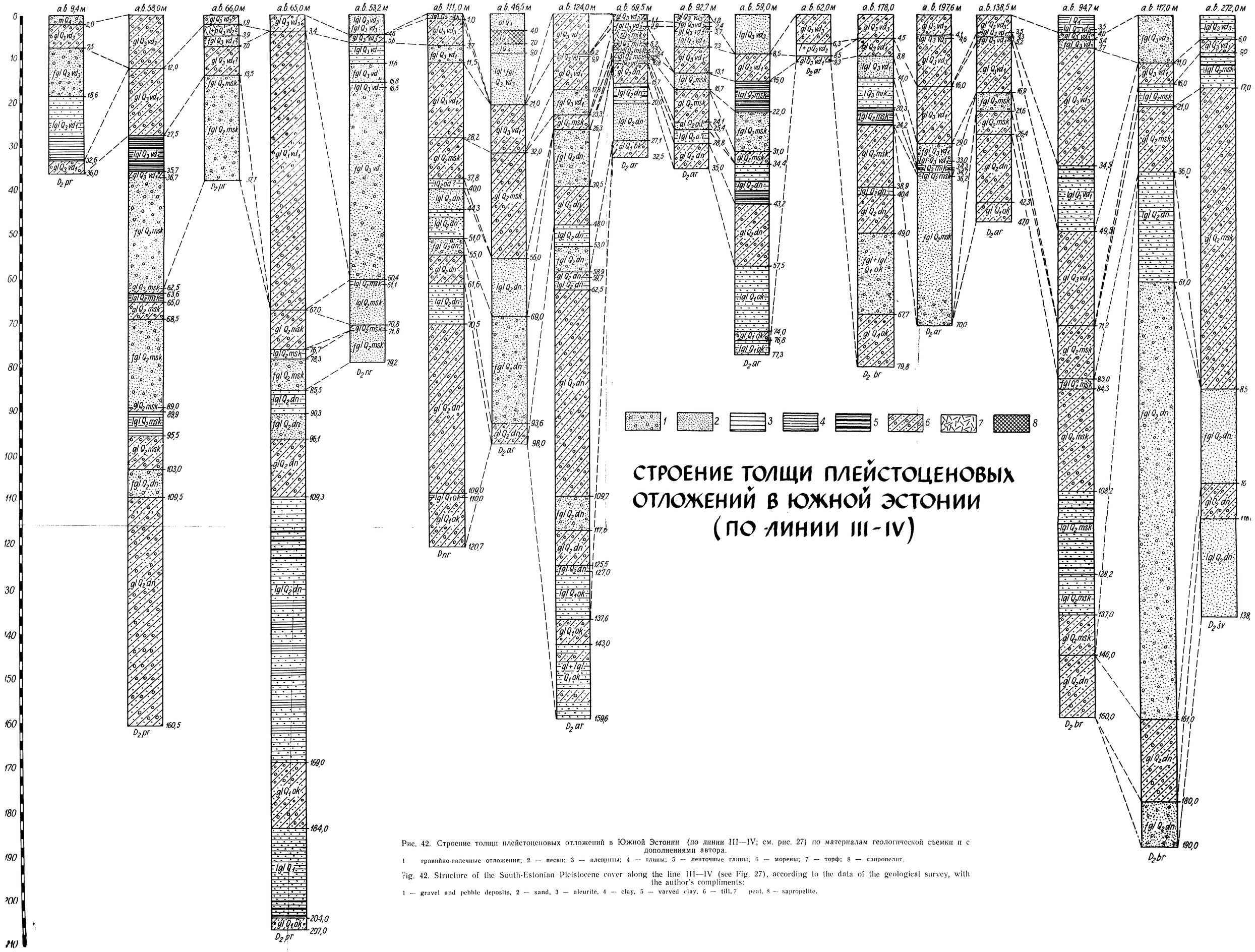


Рис. 42. Строение толщи плейстоценовых отложений в Южной Эстонии (по линии III—IV; см. рис. 27) по материалам геологической съемки и с дополнениями автора.

1 — гравийно-галечные отложения; 2 — пески; 3 — алевриты; 4 — глины; 5 — ленточные глины; 6 — морены; 7 — торф; 8 — сапропелит.

Fig. 42. Structure of the South-Estonian Pleistocene cover along the line III—IV (see Fig. 27), according to the data of the geological survey, with the author's compliments:

1 — gravel and pebble deposits, 2 — sand, 3 — aleurite, 4 — clay, 5 — varved clay, 6 — till, 7 — peat, 8 — sapropelite.

ных возвышенностей, можно легко объяснить сложность их внутреннего строения и рельефа.

Особое положение среди Южно-Эстонских возвышенностей занимает Карулаская возвышенность, образовавшаяся в условиях краевой аккумуляции периферического ледникового покрова. Она может быть названа маргинальной возвышенностью в понимании А. Басаликаса (1965, 1969). По сравнению с отмеченными Сакалаской цокольной и Отепяской и Хааньяской островными возвышенностями она является образованием более низкого таксономического ранга. Карулаская возвышенность сформировалась в результате воздействия двух локальных ледниковых языков, образовавшихся согласно рельефу ложа (Карукяпп, 1975), и представляет собой угловой холмистый массив. Мощность плейстоценовых отложений на ней сравнительно небольшая, и они представлены главным образом отложениями верхнего плейстоцена.

В дальнейшем рассматривается более подробно строение каждой возвышенности в отдельности.

4.5.1. САКАЛАСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Средняя высота Сакалаской возвышенности около 80 м, и она занимает территорию приблизительно в 2250 км^2. Северный склон возвышенности сравнительно крутой. Границы ее с равниной Юго-Западной Эстонии на западе и с Выртсъярвской впадиной на востоке четкие. К югу возвышенность продолжается до озера Буртниеки в Латвии, и здесь ее граница переходная. По абсолютным высотам возвышенность значительно уступает Хааньяской и Отепяской возвышенностям. Наибольшая высота ее — Рутуский холм в Каркси — всего лишь 146 м над уровнем моря. Возвышенность расчленена древними долинами на мелкие плато, на которых преобладают волнистые моренные равнины. Таким образом, геологическое строение Сакалаской возвышенности мало отличается от строения равнин Угандиского плато (см. с. 130). По краям возвышенности наблюдаются многочисленные мелкие друмлины (рис. 21). К долинам часто приурочены озовые гряды. Столь характерный для других Южно-Эстонских возвышенностей холмистый рельеф встречается здесь реже, в основном в центральной и южной части возвышенности.

Остов Сакалаской возвышенности сложен среднедевонскими песчаниками и алевролитами, реже глинами. Коренные породы покрыты главным образом верхневалдайскими отложениями мощностью обычно от нескольких до 40—50 метров (Лыокене, 1961). Относительно небольшая (до 3 м) мощность плейстоценовых отложений наблюдается на склонах возвышенности и на равнинах, ограниченных долинами Раудна—Кыпу и Вериласке—Хярма. Более значительные мощности (3—10 м) установлены на северных краевых участках возвышенности и в ее центральной части, к югу от долины Вильянди. Мощности плейстоценовых отложений наибольшие в самой высокой центральной части возвышенности (например близ Сюргавере 70 м) и в погребенных долинах, пересекающих возвышенность (например в Судисте около 120 м). Особенно широко развиты моренные отложения (рис. 41) и лишь в погребенных долинах преобладают водноледниковые осадки.

Мощность верхнего моренного горизонта, в северной части возвы-

шенности желтовато-серого, а в южной красно-бурого цвета (Lõokene, 1961а), достигает 30 метров, но чаще всего составляет 2—8 м. Морена подстилается флювиогляциальными песчано-гравийными отложениями или залегает непосредственно на коренных породах.

Местами в строении верхнего моренного горизонта выделяются не одна, а две морены, непосредственно соприкасающиеся между собой (Колга, Вериласке) или отделенные флювиогляциальными отложениями мощностью до 1,5 м (в Пилу). Для нижней морены обычно характерен желтовато-серый или желтовато-бурый, а для верхней — красно-бурый цвет (Lõokene, 1961а). Морены несколько отличаются и по литологическому составу (Раукас, 1963б). Большая часть их несомненно образовалась в результате осцилляторных наступаний материкового льда. На это указывают залегание, небольшая мощность и мало отличающийся литологический состав. На отделение формирования этих морен в ряде случаев определенным промежутком указывает также обнаруженное К. Орвику (Orviku, 1935b) нарушенное напором материкового льда залегание межморенных песков, гравия и нижней морены близ северо-западного склона долины Вильянди у Мяннимяэ. В других же местах, например в карьере по добыче гравия и песка на друмлине Тяку, несколько отличающиеся по цвету и составу морены являются одновозрастными, и вытаивание их происходило из тела одного и того же ледника почти одновременно. Кроме характера залегания на это указывает незначительная мощность морен. Так, мощность верхней морены составляет здесь лишь 0,35 м и нижней — 0,78 м, причем между двумя моренами обнаружены в ненарушенном залегании пески и гравий общей мощностью 1,2 м. Следовательно, предположение о том, что образование этих морен было отделено каким-то более или менее длительным промежутком времени, не обосновано.

На Сакалаской возвышенности, главным образом в эрозионных врезах, нередко обнаружены также более древние морены (Lõokene, 1960а, 1961а; Раукас, 1963б; рис. 41, 42). Для них характерны фиолетово-серая, синевато-серая или бурая окраска и плотное строение; от покровных верхневалдайских морен они отличаются также литологическим составом (Раукас, 1963б). Мощность их разная — в среднем около 10—20 м. От покровных верхневалдайских морен они обычно отделены флювиогляциальными отложениями мощностью до 10—15 м (Ямеяла). Иногда верхневалдайские морены отсутствуют (Пыхьяка), и более древняя нижневалдайская или среднеплейстоценовая морена покрыта лишь флювиогляциальными отложениями.

В стратиграфическом отношении особый интерес представляет разрез в дер. Судисте (рис. 42), где в глубокой погребенной долине в ходе геологической съемки * установлена наибольшая мощность плейстоценовых отложений на возвышенности (около 120 м) и обнаружено наибольшее количество моренных горизонтов (всего 6), возраст которых окончательно не выяснен. Под коричневато- и фиолетово-серой моренами поздне- и ранневалдайского оледенений и серой мореной московского (?) оледенения здесь залегают три горизонта коричневых морен (мощностью 6,6; 38,5 и 10,7 м) частично с фиолетовым оттенком, среди гравийных зерен и галек которых, в отличие от вышележащих морен,

---

* А. Вяярси, К. Каяк, Х. Каяк, О. Козлова, Х. Лийвранд. Отчет Вильяндиского отряда о комплексной геолого-гидрогеологической съемке центральной и южной части ЭССР за 1965—1967 годы. Кейла, 1968. Рукопись в ЭГФ.

преобладают (обычно 60—80%) обломки кристаллических пород. При этом в нижней темно-коричневой морене (в интервале 110,0—120,7 м) содержание обломков кристаллических пород доходило до 100%. В ходе геологической съемки эти коричневые морены были отнесены к днепровскому горизонту, причем, по мнению К. Каяка, нижняя из них может быть отнесена даже в нижний плейстоцен.

Межледниковые отложения, позволяющие определить возраст отдельных моренных горизонтов, на Сакалаской возвышенности пока не обнаружены, но их присутствие весьма вероятно. На это указывал К. Орвику еще в 1939 году (Orviku, 1939). Так, по его данным, А. Лаази в 1935 году нашел близ Сууре-Яани, в колодцах кильдуских школы и маслобойного завода, под основной мореной мощностью 6 м торфоподобные отложения мощностью 0,2 м, которые испортили вкус воды в колодцах и, возможно, являются по возрасту межледниковыми.

Летом 1960 года в ходе геолого-съемочных работ были обнаружены в 1,4 км к северу от Сууре-Яани, на глубине 7,0—18,5 м, межморенные песчано-глинистые отложения, содержащие пыльцу и споры древесных пород и растений. Судя по неполному анализу (было проанализировано четыре образца с глубины 12,5—16,6 м*), среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца березы (33—60%). Второе место принадлежит пыльце ольхи, ели и сосны, содержание которых увеличивается вверх по разрезу. Пыльцы широколиственных очень мало — найдены лишь единичные зерна со следами переотложения. Содержание пыльцы травянистых растений небольшое, и она представлена незначительным количеством видов. Из спор преобладают споры зеленых мхоз (до 56%), второстепенное значение имеют споры сфагновых мхов и папоротников. Учитывая преобладание пыльцы березы в нижней части разреза, а также появление пыльцы ели и ольхи и более ранний максимум последней, В. Н. Панов-Иванов и др. отмечают сходство спорово-пыльцевой диаграммы данного разреза с диаграммой озерных и болотных отложений в Карукюла, возраст которых окончательно не выяснен. (см. с. 137).

В разрезе Судисте, в интервале 37,8—40,8 м (рис. 42), также вскрыты межморенные алеврито-песчаные отложения озерного-происхождения (см. сноску на с. 114), содержащие в большом количестве споры и пыльцу.* Преобладает (60—70%) пыльца древесных пород, среди которой доминирует пыльца березы (60—80%). Пыльцы ели немного — около 5%. Пыльцы широколиственных 15—25%, причем преобладает липа (около 15%), а пыльца дуба, вяза и граба найдена в равных количествах (до 5%). Пыльца ольхи (20—40%) преобладает над пыльцой орешника (около 20%). Среди пыльцы травянистых растений доминируют злаковые (50—80%), а среди спор — зеленые мхи и папоротники. В меньшем количестве встречены споры сфагновых мхов. В отчете геологической съемки эти осадки причислены к одинцовскому межледниковому горизонту. Вероятнее всего, пыльца в рассматриваемых озерных осадках в основном все же переотложена, на что указывает сходный состав спор и пыльцы в нижележащей днепровской (?) морене. Возможно, что источником их являлись лихвинские отложения.

---

* В. Н. Панов-Иванов, Л. Т. Дубрава, В. К. Васильченко. Геологическое строение и гидрогеологические условия бассейнов реки Пярну и озера Выртсъярв. Ленинград, 1961. Рукопись в ЭГФ.

* См. сноску на с. 114.

Кроме морен на возвышенности сравнительно широко распространены флювиогляциальные гравийно-галечные и песчаные отложения разного литологического состава (Lõokene, 1961) и возраста. Встречаются подморенные и межморенные, а также обнажающиеся непосредственно на поверхности надморенные флювиогляциальные отложения (рис. 42). Подморенные и межморенные флювиогляциальные отложения ранневалдайского или московского оледенений, достигающие 40-метровой мощности, распространяются главным образом в центральных, наиболее высоких участках северной части возвышенности. Местами они дислоцированы (Orviku, 1935a; Лыокене, 1961). Надморенные флювиогляциальные отложения мощностью до 20 м (у Холстре и Ахимяэ) более широко развиты к югу от Вильяндиской долины, где они слагают разные краевые формы ледника или входят в состав холмистого рельефа. Возможно, что встреченные в погребенных долинах (Вильянди, Тырва; рис. 42 и др.) флювиогляциальные отложения отчасти являются древнеаллювиальными.

Лимногляциальные отложения позднеледникового времени широко распространены на равнинах вокруг возвышенности, но на самой возвышенности они сравнительно редкие. Они установлены здесь в низких краевых частях последней и в долинах рек (Раудна, Халлисте, Кыпу). Представлены они ленточными глинами, алевритами и песками. Местами (Уйа, Куура) на берегах приледниковых озер накопились также гравийно-галечные береговые отложения (Лыокене, 1961). Мощность лимногляциальных отложений в отдельных случаях (напр., в устьевой части долины Раудна) достигает 12—15 м, но наиболее часто составляет всего лишь 2—3 м. Местами, в частности на севере возвышенности (Карула, Мудисте) и на ее северном склоне, встречаются подморенные лимногляциальные осадки, представленные ленточными глинами и алевритами, нередко сильно смятыми, с гнездами и линзами вышележащей морены (Лыокене, 1961). Возраст их, вероятно, нижневалдайский. В глубоких погребенных долинах (Вильянди, Судисте, Тырва; рис. 42) установлены подморенные лимногляциальные осадки более древних оледенений.

На склонах Сакалаской возвышенности до абс. высоты около 45 м местами встречаются прибрежные отложения Балтийского ледникового озера небольшой (1—2 м) мощности, представленные разнозернистыми песками, реже гравийно-галечными отложениями (Ванавески, Ряэка). Вблизи древних берегов местных приледниковых озер и Балтийского приледникового озера, главным образом на краевых участках западного и северо-западного склонов возвышенности (особенно широко в устьевых частях древних долин Раудна и Навести), встречаются также эоловые отложения плейстоценового возраста мощностью до 12 м (Лыокене, 1961).

4.5.2. ОТЕПЯСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Территория Отепяской возвышенности, по устному сообщению Э. Ханга, составляет около 1180 км^2, и средняя высота ее 127 м. Ее довольно хорошо оконтуривает стометровая изобаза. Длина возвышенности около 40 км, ширина 20—40 км (рис. 43). Возвышенность хорошо выделяется в рельефе. Особенно четкая ее северная граница близ Тамсакюла—Камбья. На некоторых участках границу возвышенности

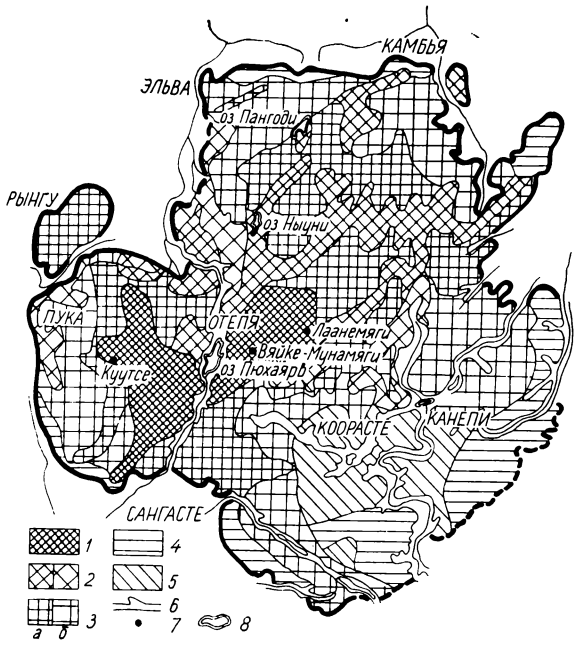


Рис. 43. Рельеф возвышенности по Э. Хангу (Hang, 1976).

1 — крупные моренные холмы и камы сложного строения; 2 — средние (а) и маленькие (в) флювиогляциальные и лимногляциальные камы; 3 — средние (а) и маленькие (в) моренные холмы и камы с моренной покрышкой; 4 — моренные и абразионные озерно-ледниковые равнины; 5 — аккумулятивные озерно-ледниковые равнины и флювиогляциальные дельты; 6 — долины; 7 — некоторые наиболее высокие холмы на возвышенности; 8 — озера.

Fig. 43. Relief of the Otepää Heights, after E. Hang (1976):

1 — big morainic hills and kames of complicated structure, 2 — middle (a) and small-sized (b) fluvioglacial and limnoglacial kames, 3 — middle and small-sized morainic hills and kames with till coverage, 4 — till and abrasion limnoglacial plains, 5 — accumulation limnoglacial plains and fluvioglacial deltas, 6 — valleys, 7 — some higher hills on the heights, 8 — lakes.

подчеркивают древние долины: Лаатреская, Рынгуская и Эльваская на западе, Аарике-Тыравере и Татра на севере, Реола (Консу) и Ахья на востоке. Переходной является граница возвышенности на юго-востоке (Hang, 1966).

Возвышенность приурочена в основном к выходам буртниекского горизонта среднего девона (рис. 4). Глубоко (до 60 м ниже современного уровня моря) врезанная в алеврито-песчаные породы девона погребенная долина Тарту—Отепя—Валга разделяет возвышенность на западную и восточную части. В первой абсолютные отметки кровли дочетвертичных пород 50—70 м, а в восточной части возвышенности достигают 90—115 м (Каяк, 1965а). Отмеченные высокие части возвышенности хорошо прослеживаются также в современном рельефе. В средней части западной половины возвышенности находятся самые высокие холмы: Куутсе (217 м), Кыргемяги (214,4 м), Тсеатрахвимяги (213,2 м), Харимяги (212 м), Карьямяги (207,1 м) и Меэгасте (206,8 м). При этом высота современного рельефа в пределах древней долины Тарту—Отепя—Валга доходит примерно лишь до 110—130 м (уровень озера Пюхаярв — 115 м). Восточная часть возвышенности расчленена

древними долинами еще на более мелкие части. Самой высокой и здесь является средняя часть (табл. XI, 17), где вершины нескольких холмов (Лаанемяги — 211 м, Тыйкамяги — 210 м, Вяйке-Мунамяги — 207,5 м, Вяльгимяги — 204 м) превышают двухсотметровый рубеж.

Мощность плейстоценового покрова на Отепяской возвышенности обычно составляет до пятидесяти метров, но нередко превышает 100 м и в древних погребенных долинах достигает 150—200 м.

В плейстоценовом покрове более или менее четко прослеживаются пять моренных горизонтов (рис. 42). Верхняя морена, представленная бурой или красно-бурой валунной супесью или валунным суглинком, местами (Камера, Кирепи, Канепи, Аакре, Колга, Кинтсли, Куутсе) отделена от подстилающей фиолетово-серой морены озерными и лимногляциальными песками, алевритами и глинами межстадиального характера. В названных отложениях К. Орвику еще в конце тридцатых годов (Orviku, 1941*) обнаружил остатки субарктической флоры: *Betula nana* L., *Salix polaris* Wahl., *Dryas octopetala* L. и створки субфоссильных моллюсков (*Pisidium* sp. и др.). В спорово-пыльцевых спектрах названных отложений преобладает пыльца карликовой березы и сосны, а пыльца травянистых растений и споры принадлежат холодолюбивым видам (Каяк, 1965а). Встречается много переотложенной пыльцы. Мощность межморенных отложений, по данным К. Каяка и К. Орвику, колеблется от нескольких десятков сантиметров до 4,3 м. В ряде случаев эти осадки, содержащие растительные остатки (гипновые мхи, мелкие веточки полярной ивы и карликовой березы), являются, видимо, лишь линзами или гнездами и особого стратиграфического значения не имеют.

Возраст описанных выше межморенных или внутриморенных отложений неясный. Четкой закономерности в их спорово-пыльцевых спектрах не выявляется и поэтому выделение отдельных фаз развития растительности связано с известными трудностями. Судя по спорово-пыльцевым данным, они, скорее всего, имеют межфазиальный характер. Нередко, как уже указывалось выше, слои с органикой полностью переотложены, на что указывает и их помятость. Уточнить их возраст методом C^{14} также трудно, так как они залегают близко от поверхности земли, т. е. в зоне интенсивного воздействия атмосферных и грунтовых вод и гипергенных процессов (Пиррус, Раукас, 1969). Наиболее надежно датируется (Лийва и др., 1966; Ильвес и др., 1974) возраст древесины ивы из межморенного слоя разреза Куренурме (крайняя юго-восточная часть возвышенности) — 12 650 ± 500 (ТА-57) и 12 420 ± 100 (Tln—35) лет, что соответствует началу беллингского потепления. Но и этот разрез требует еще дальнейшего изучения. Установленный для подморенного торфа из «опорного» разреза Каагвере возраст 15 150 ± 575 лет (ТА-50; Каяк, 1965а) вряд ли является правильным для этих отложений. Проведенные нами геологические исследования разреза Каагвере говорят о переотложении подморенного торфа, что согласуется и с ранее полученной датировкой его — ⩾ 30 000 лет (ТА-36).

О переотложении органогенного материала в разрезе Каагвере свидетельствует не только помятый вид торфа, но и данные палинологи-

---

* K. Orviku. Jäävaheaja ja staadiumivaheaja setete esimesed leiud Eesti NSV territooriumil. Voronežis 22.—29. maini 1941. a. korraldatud kvaternaarigeoloogilisel nõupidamisel peetud ettekanne. 1941. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР.

Рис. 44. Сводно-пыльцевая диаграммаразреза Рыпгу (скв. 284 А). Диаграмма состава и интерпретирована Э. Линбранд.

1 — морена; 2 — песок; 3 — органогенные отложения (сапропель); 4 — сумма пыльцы древесных пород; 5 — сумма спор; 6 — сумма пыльцы травянистых растений; 7 — ель; 8 — сосна; 9 — береза; 10 — сумма пыльцы широколиственных пород

Fig. 44. Spore-and-pollen diagram from the Rõngu profile (borehole 284 A). Diagram composed and interpreted by E. Liivrand:

1 — till, 2 — sand, 3 — organogenous deposits (sapropel), 4 — composite pollen of trees, 5 — spores, 6 — composite pollen of herbaceous plants, 7 — fir, 8 — pine, 9 — birch, 10 — composite pollen of broad-leaved trees.

ческого анализа. По Р. Пиррус, в этом торфе преобладает пыльца древесных пород (50—60%) с участием большого количества пыльцы травянистых растений (30—40%) и незначительного количества спор (2—3%). В составе древесной пыльцы господствуют сосна (45—55%) и береза (30—35%). Примесь ели и ольхи не превышает 7—8%. Встречаются также отдельные зерна пыльцы дуба (до 1,5%), орешника (до 1%) и ивы (до 3,5%). Среди спор обнаружены споры *Sphagnales* (около 80%) и *Lycopodiaceae* (около 20%). Для состава травянистых растений характерны представители *Cyperaceae* (около 70%), реже встречаются *Artemisia, Gramineae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae, Polygonaceae* и др. Присутствие пыльцы широколиственных пород одновременно с тундровыми растениями (карликовая береза и др.) свидетельствует о переотложении материала.

Так как установить истинный возраст указанных межморенных слоев трудно, то и возраст подстилающей фиолетово-серой морены остается открытым. Исходя из строения геологического разреза Камера, т. е. учитывая межстадиальный облик межморенных отложений и сравнительно большое литологическое сходство обоих моренных горизонтов в нем, фиолетово-серую морену обычно рассматривают как стадиальную морену последнего оледенения (Orviku, 1960a; Орвику, 1958б, в), но с оговоркой, что она может быть и старше. Высказано (Орвику, 1956) также предположение о том, не относится ли фиолетово-серая морена к самостоятельному, калининскому оледенению по стратиграфической схеме А. Москвитина (1950). Нередко ее относят также в средний плейстоцен (Orviku, 1960b; Каяк, 1959, 1965a). По мнению автора данной работы (Raukas, 1961a; Раукас, 1963б и др.), фиолетово-серая морена не одновозрастная, на что указывают условия залегания (на поверхности земли, под красно-бурой мореной, под несколькими слоями красно-бурой или бурой морены), неодинаковая плотность и различный литологический состав ее. Чаще всего она, видимо, имеет нижневалдайский возраст.

Третий сверху моренный горизонт характеризуется серым цветом, исключительно высоким (до 90% и более) содержанием карбонатных обломков, плотным, иногда сцементированным сложением и довольно глинистым составом мелкозема. Учитывая, что между серой мореной и покрывающими ее красно-бурой или фиолетово-серой моренами в ряде мест (Рынгу, Кютн, Китсе, Аакре и др.; Orviku, 1939; Каяк, 1965a) установлены палинологически охарактеризованные озерно-болотные отложения микулинского (рисс-вюрмского) межледниковья (Thomson, 1939 и др.), то эта морена обычно рассматривалась как среднеплейстоценовая (московского оледенения). Среднеплейстоценовый возраст приписывается этой морене также в Латвии.

Благодаря детальным палинологическим исследованиям и новым бурениям в местонахождении Рынгу, где впервые в Эстонии были обнаружены микулинские межледниковые отложения (Orviku, 1939), среднеплейстоценовый возраст серой морены поставлен под сомнение (Лийвранд, 1972б). Уже К. Орвику обратил внимание на вероятно некоренное залегание рынгуских межморенных отложений, но подстилающую серую морену он все же рассматривал как среднеплейстоценовую. После того, как Э. Лийвранд из серой морены и подстилающих ее песков нашла включения органогенных микулинских отложений и переотложенную микулинскую пыльцу (см. рис. 44), стало вероятным некоренное залегание не только органогенных отложений, но и подстилаю-

щих слоев и более молодой (послемикулинский) возраст последних. Это заключение требует, конечно, подтверждения на более широком фактическом материале. Рынгуский разрез в этом отношении может быть лишь исключением. К тому-же нельзя забывать, что межморенная органика могла попасть в серую морену и в ходе ее переотложения.

Кроме разреза Рынгу, где имеется относительно полный разрез микулинских отложений, в других упомянутых выше разрезах этих отложений встречаются лишь отдельные части межледниковых отложений, да и те, по-видимому, не в коренном залегании (Каяк и др., 1976), что осложняет установление возраста серой морены в пределах возвышенности и прилегающих районах.

Например, в местонахождении Китсе (скв. 295) под двумя верхнеплейстоценовыми моренами — красно-бурой и коричневато-серой, на глубине 34,3—34,7 м (рис. 42) обнаружена прослойка черного сапропелита, в которой, согласно палинологическим данным (Э. Лийвранд, 1972б), прослеживается конец палинозоны M_6 и начало зоны M_7. Изолированное залегание этой прослойки между ленточноподобными желтоватыми пелитами и алевритами, содержащими пыльцу и споры ледниковой флоры, говорит о вторичном залегании сапропелита.

Вблизи местечка Рынгу, в местонахождении Кюти, под красно-бурой и фиолетово-серой верхнеплейстоценовыми моренами на глубине 6,0—9,5 м встречаются сильно смятые органогенные отложения, которые, согласно палинологическим данным Э. Лийвранд, могут быть связаны с верхней частью микулинского межледниковья (палинозоны M_7 и M_8). Подстилаются эти отложения песком и гравием и находятся явно во вторичном залегании.

В других обнаруженных в ходе геологической съемки местонахождениях (Пууги, Киома, Урваете) установлены лишь пыльцевые зерна, переотложенные из микулинских отложений (Каяк и др., 1976), стратиграфическое значение которых еще меньше.

Четвертый сверху моренный горизонт на Отепяской возвышенности бурый или красно-бурый, супесчаный, очень плотный и содержит больше кристаллических пород, чем залегающая выше серая морена. В Валгута, Рынгу, Аакре, Ныуни и Урваете К. Каяком (1965а) над коричневой и под серой моренами были обнаружены алеврито-песчаные и глинистые отложения аллювиально-озерного происхождения, мощностью 1—20 м, содержащие органические остатки. Эти отложения он включил по условиям залегания в одинцовский интервал, разумеется, не приписывая им межледниковый ранг, и рассматривал их как интерстадиальные (Каяк, 1965а).

Отмеченные выше аллювиально-озерные слои наиболее детально изучены в разрезе Валгута, несколько северо-западнее Отепяской возвы-

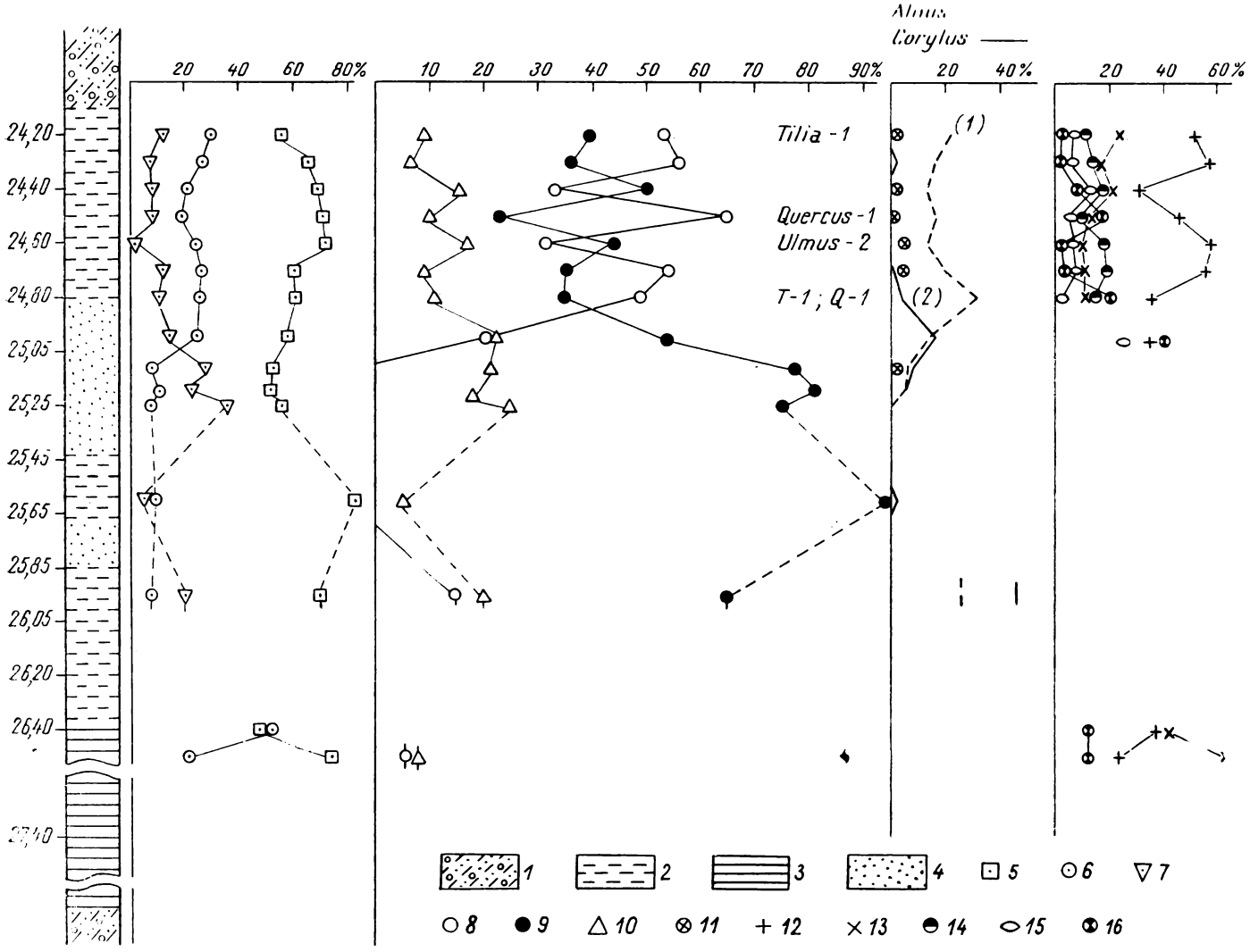
---

Рис. 45. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Валгута (скв. 268). Анализ выполнен Х. Каяк и Р. Пиррус.

1 — морена; 2 — супесь; 3 — суглинок (озерно-ледниковая глина); 4 — песок; 5 — сумма пыльцы древесных пород; 6 — сумма пыльцы травянистых растений; 7 — сумма спор; 8 — береза; 9 — сосна; 10 — ель; 11 — ива; 12 — полыни; 13 — маревые; 14 — злаковые; 15 — осоковые; 16 — разнотравье.

Fig. 45. Spore-and-pollen diagram from the Valguta profile (borehole 264). Analysed by H. Kajak and R. Pirrus:

1 — till, 2 — sandy loam, 3 — loam (limnoglacial clay), 4 — sand, 5 — composite pollen of trees, 6 — composite pollen of herbaceous plants, 7 — spores, 8 — birch, 9 — pine, 10 — fir, 11 — Salix, 12 — Artemisia, 13 — Chenopodiaceae, 14 — Gramineae, 15 — Cyperaceae, 16 — herbs.


Alnus
Corylus
20 40 60 80%
10 20 30 40 50 60 70 80 90%
20 40%
20 40 60%
Tilia - 1
Quercus - 1
Ulmus - 2
T-1 ; Q-1
(1)
(2)
24,20
24,40
24,50
24,60
25,05
25,25
25,45
25,65
25,85
26,05
26,20
26,40
1 2 3 4 5 6 7
8 9 10 11 12 13 14 15 16

шенности, где они встречаются на глубине 24,1—25,4 м (рис. 42) и покрыты красно-бурой, фиолетово-серой и желтовато-серой верхнеплейстоценовыми моренами и серой мореной московского горизонта. Подстилаются аллювиально-озерные отложения озерно-ледниковыми и фиолетово-коричневой мореной, рассматриваемой К. Каяком как днепровской.

Валгутаские межморенные слои были палинологически изучены впервые Х. Каяк и Р. Пиррус (рис. 45), которые обнаружили в пыльцевом спектре преобладание пыльцы древесных пород (около 60—70%) со значительным участием ели (до 25%). Количество ольхи в этих слоях достигало 32%, а содержание лещины было сравнительно небольшим. По данным этих авторов, среди травянистых растений ведущее место занимали полыни и лебедовые. Из древовидных присутствовала пыльца кустарниковой березы и ивы.

Позднее Валгутаский разрез заново был изучен Э. Лийвранд (1974), причем анализу были подвергнуты также надстилающая серая и подстилающая фиолетово-коричневая морены (рис. 46). Полученный ею спектр отличается от ранее полученного, в частности, более низким содержанием пыльцы ели и сосны, что, по-видимому, объясняется плохой сохранностью пыльцы. В общем составе пыльцы и спор она обнаружила много трав, особенно в нижней (до 40—60%) и верхней (до 50%) части интервала; в средней части достигают максимума споры зеленых мхов (30—50%). Среди берез преобладает кустарниковый вид *Betula nana* L. Травянистые растения, по данным Э. Лийвранд, представлены главным образом пыльцой полыней и маревых. Пыльца термофильных пород (ольхи до 60%, лещины до 40%, граба до 5%, дуба до 3%, вяза 2% и липы 3%) встречается спорадически и, видимо, переотложена.

Судя по высокому содержанию пыльцы трав и зеленых мхов, преобладанию пыльцы берез с участием *Betula nana* L. и по наличию видов, свойственных областям с более континентальным климатом, чем современный климат рассматриваемого района, Э. Лийвранд (1974) предположила, что полученный ею спорово-пыльцевой спектр характеризует растительность ледниковой эпохи и образовался в условиях сухого и холодного межстадиала или межфазиала. Составленные ею по количественным соотношениям переотложенной пыльцы термофильных пород (ольхи, лещины и широколиственных пород) вариограммы дали ей основание считать, что валгутаские отложения отчасти образовались в результате размыва микулинских отложений, и, таким образом, являются моложе микулинского межледниковья. Однако последнее заключение требует еще дополнительного изучения и подтверждения. Тем более, что, по мнению некоторых исследователей, одинцовские спектры мало отличаются от микулинских (Кондратене 1973 и др.).

Возможно, что валгутаские межморенные слои отражают кратковременное потепление раннего ледниковья московского оледенения и, таким образом, указывают на древность подстилающей фиолетово-коричневой, или бурой, морены на Отепяской возвышенности. Но вопрос о возрасте этой морены следует пока еще считать открытым. Согласно К. Каяку (1965а), в данной работе мы рассматриваем эту морену условно как морену днепровского горизонта и подчеркиваем, что такая интерпретация является предварительной и палеонтологического обоснования пока не имеет.

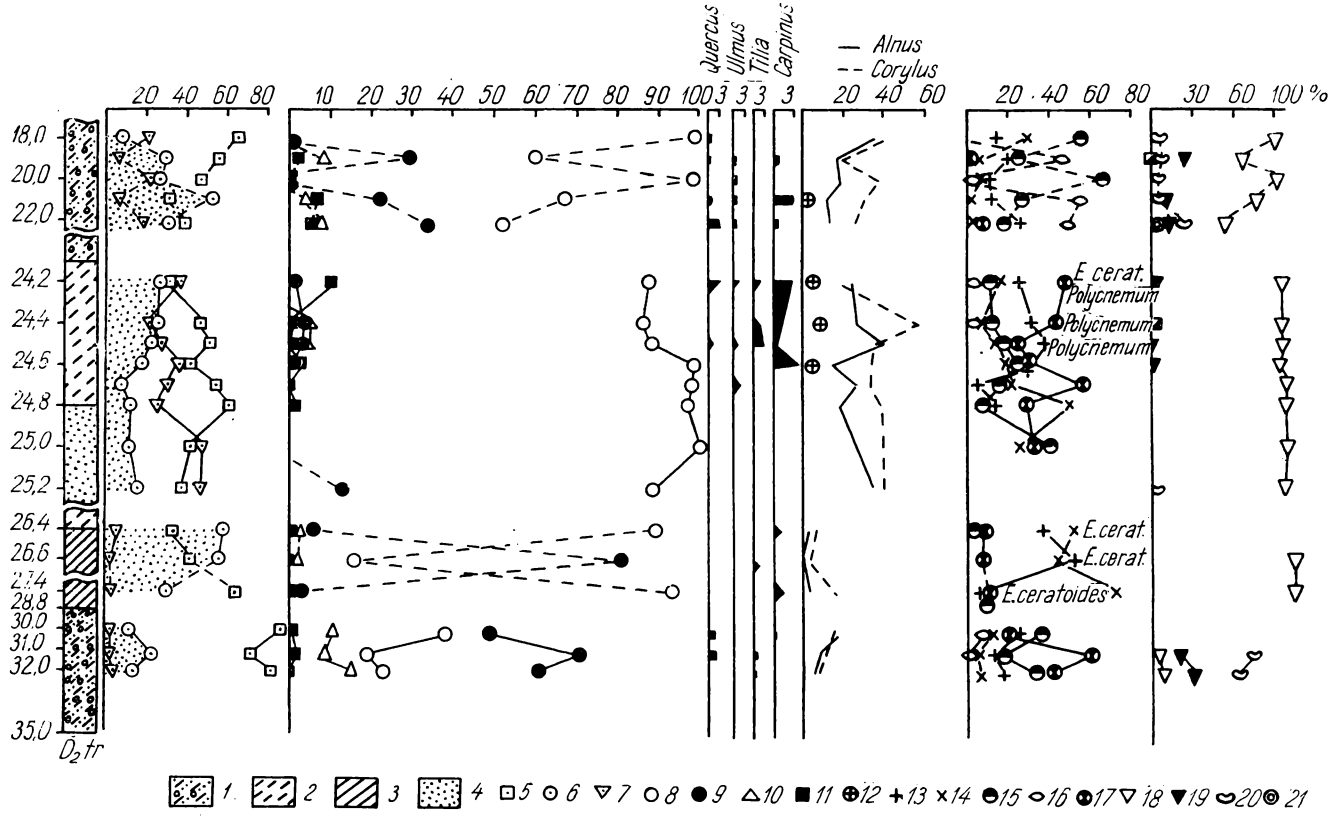


Рис. 46. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Валгута по Э. Лийвранд (1974).

1 — морена; 2 — супесь; 3 — суглинок; 4 — песок; 5 — сумма пыльцы древесных пород; 6 — сумма пыльцы травянистых растений; 7 — сумма спор; 8 — береза; 9 — сосна; 10 — ель; 11 — сумма пыльцы широколиственных пород; 12 — ива; 13 — полынь; 14 — маревые; 15 — злаковые; 16 — осоковые; 17 — разнотравье; 18 — зеленые мхи; 19 — сфагновые мхи; 20 — папоротники; 21 — хвощи.

Fig. 46. Pollen-and-spore diagram from the Valguta profile after E. Liivrand (1974):

1 — till, 2 — sandy loam, 3 — loam, 4 — sand, 5 — composite pollen of trees, 6 — composite pollen of herbaceous plants, 7 — spores, 8 — birch, 9 — pine, 10 — fir, 11 — composite pollen of broad-leaved trees, 12 — Salix, 13 — Artemisia, 14 — Chenopodiaceae, 15 — Gramineae, 16 — Cyperaceae, 17 — herbs, 18 — Bryales, 19 — Sphagnum, 20 — Polypodiaceae, 21 — Equisetum.

На отдельных участках, в частности в погребенных долинах, пересекающих возвышенность, К. Каяком (1965а) установлен еще пятый моренный горизонт (по его данным, четвертый по счету), с характерной серой, коричневатой или зеленоватой окраской, с высоким содержанием обломков карбонатных пород и весьма плотным, местами даже сланцеватым сложением. К. Каяк условно отнес эту морену к окскому горизонту. Палеонтологически он не обосновал это заключение, и поэтому окский возраст самой нижней морены Отепяской возвышенности можно принять лишь условно.

В погребенной долине Тарту—Отепя—Валга на берегу озера Пюхаярв бурением на нижней серой морене были обнаружены озерные пески и алевриты мощностью от 7 до 54 м, которые на предварительной спорово-пыльцевой диаграмме были условно отнесены к лихвинскому межледниковью (Каяк, Лийвранд, 1967).

К сожалению, такой вывод был сделан преждевременно и на основе несовершенной методики исследования. Авторы исключили из подсчета пыльцу плохой сохранности, считая ее переотложенной. Дальнейшие исследования показали ошибочность такого подхода, так как переотложенные пыльцевые зерна также могут иметь хорошую сохранность При повторном исследовании с учетом всей пыльцы оказалось, что рассматриваемые в разрезе Пюхаярв межморенные отложения являются межстадиальными и, возможно, образовались даже после микулинского межледниковья (Лийвранд, 1971).

В строении Отепяской возвышенности преобладают собственно ледниковые отложения и лишь в древних погребенных долинах водно-ледниковые, озерные и древнеаллювиальные. Например, в только что рассмотренном Пюхаярвском разрезе глубиной около 167 м описанные выше озерные или озерно-ледниковые отложения покрываются только тремя маломощными слоями (9,9; 1,1 и 2,7 м) красно-бурой морены и подстилаются лишь одной маломощной (3 м) мореной. Сходная картина наблюдается и во многих других древних долинах. С другой стороны, известны также участки древних долин, почти целиком заполненные моренами, или последние там явно преобладают.

Относительно широко водно-ледниковые осадки развиты в поверхностных отложениях возвышенности, образовавшиеся в условиях мертвого льда. Здесь перемежаются разнообразные формы рельефа. По данным Х. Беккера, В. Лепасеппа, А. Луха, Р. Карукяпп, Э. Ханга, А. Таммеканна и К. Каяка (Bekker, 1919; Luha, 1931; Hang, Lepasepp, 1961; Hang, Karukäpp, 1977; Hang, 1966; Tammekann, 1931; Каяк, 1963), в распространении последних наблюдаются определенные закономерности (рис. 43). Так, более высокую центральную часть возвышенности занимает крупно- и среднехолмистый наложенный камовый рельеф, в котором преобладают озерно-ледниковые и флювиогляциальные камы на моренных холмах или озерно-ледниковые камы, наложенные на флювиогляциальные камы. Вокруг центральной части возвышенности на более низких абсолютных отметках наблюдается средне- и мелкохолмистый моренный и камовый рельеф, встречаются моренные холмы и флювиогляциальные камы с моренным чехлом. Местами, особенно в проксимальной части возвышенности (напр., между Пяйдла и Лагуя), развиты напорные ледниковые образования (табл. XI, 18), а также средне- и мелкохолмистый камовый рельеф с камами флювиогляциального типа и короткими озовыми грядами. К дистальной части возвышенности примыкают абрадированные моренные и озерно-ледниковые

равнины с соответствующими отложениями и отчасти также флювиогляциальные дельты.

В палеогеографическом отношении интерес представляет приуроченность озерно-ледниковых отложений к определенным абсолютным отметкам и формам рельефа, причем для каждого отдельного района возвышенности установлены свои четко уловимые закономерности (Saarse, 1969). Ленточные глины сосредоточены в основном в средней части возвышенности и покрывают главным образом мелкие и средние холмы, а неслоистые лимногляциальные глины — преимущественно средние и крупные холмы восточной части возвышенности. В западной части ее ленточные глины покрывают как мелкие, так и крупные холмы. Судя по гипсометрическому распространению глин, уровень воды при формировании их в средней части возвышенности находился на абсолютных отметках 150—160 м, а на западе — на отметках 180—190 м и выше.

4.5.3. КАРУЛАСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Каруласка возвышенность морфологически и генетически тесно связана с Отепяской возвышенностью (Granö, 1922), от которой она отделяется долиной реки Вяйке-Эмайыги. Площадь возвышенности составляет около 300 км² (Karukäpp, 1974). В отличие от других южноэстонских возвышенностей, остов коренных пород у нее почти отсутствует (рис. 47). Высота кровли дочетвертичных пород в пределах возвышенности составляет 40—60 м над уровнем моря, а в северо-восточной части ее, между Ваабина и Карула, достигает абсолютных отметок 70—80 м (Каяк, 1963). Наибольшие абсолютные отметки современного рельефа достигают здесь 137 м (Ребазеярве Торнимяги), и относительная высота возвышенности над окружающими волнистыми равнинами составляет в среднем 30—40 м. Подножие возвышенности находится на разных абсолютных отметках: в районе Антсла—Хаабсааре 95—100 м, южнее Ахеруского камового поля и близ Ахиярве — около 75 м, на северном склоне близ озера Пикъярв — 55—60 м (Karukäpp, 1974).

К. Каяк* охарактеризовал Каруласкую возвышенность как сложный комплекс краевых ледниковых образований, состоящих в проксимальной части из конечно-моренной полосы, в средней — из озовых гряд с отдельными камами и в дистальной части из зандров. Позднее, при обобщении материала среднемасштабной геологической съемки, он выделил в пределах Карулаского ледникового комплекса средне- и мелкохолмистый моренный и камовый рельеф (местами с напорными образованиями), а также средне- и мелкохолмистый камовый (флювиогляциальный) рельеф (Каяк, 1963).

В результате морфометрического анализа гипсометрических схем и анализа почвенных карт Р. Карукяпп (Karukäpp, 1974) выделила в пределах возвышенности четыре типа рельефа и среди них три подтипа (рис. 48). Формы холмистого рельефа Карулаской возвышенности (табл. XII, 19) имеют обычно маломощную (2—3 м) моренную покрышку на водно-ледниковых отложениях. Морена часто наблюдается

---

* K. Kajak, Valga, Antsla ja Mõniste ümbruse kvaternaargeoloogiast. Дипломная работа в фондах кафедры геологии ТГУ. Тарту, 1953.

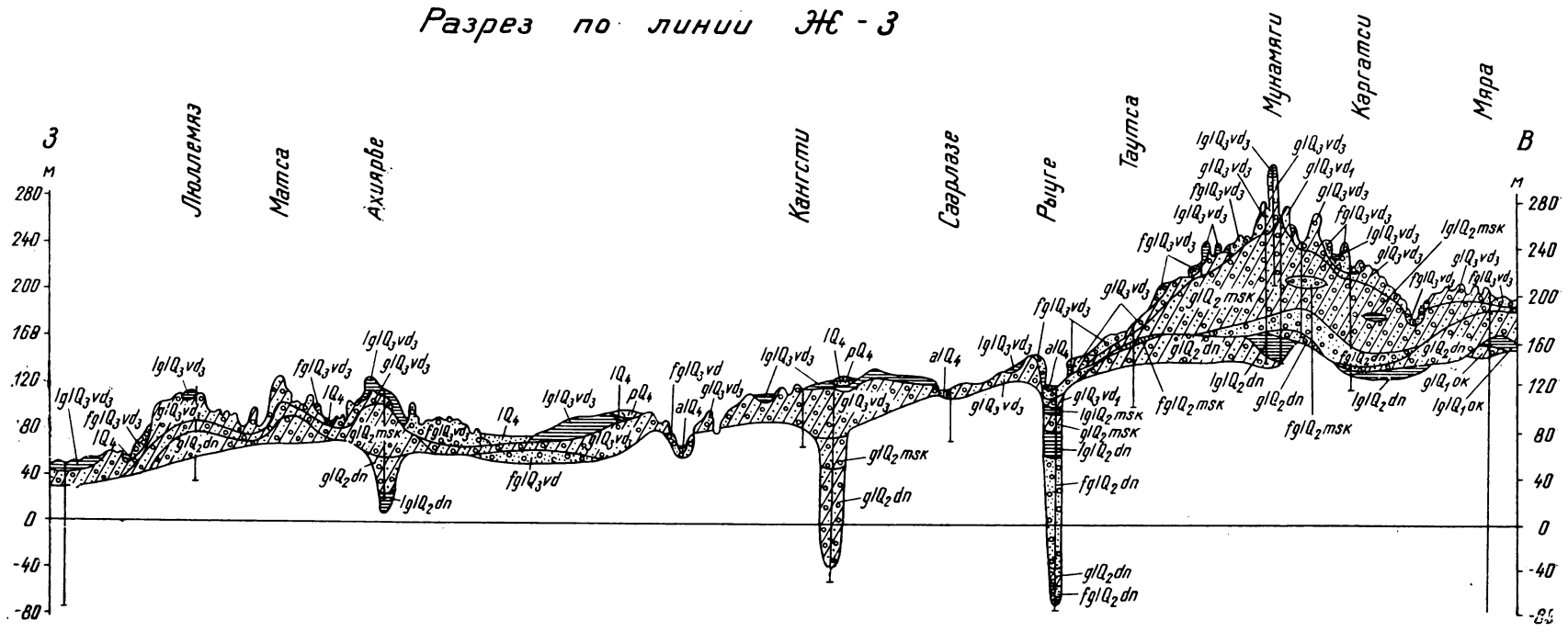


Рис. 47. Геологическое строение Карулаской (левая часть разреза) и Хаанъяской (правая часть разреза) возвышенностей. Разрез составлен по материалам геологической съемки (авторы К. Каяк, Х. Каяк и др.) и дополнен автором. Расположение разреза см. на рис. 27.

Fig. 47. Geological structure of the Karula (left part of the profile) and Haanja (right part of the profile) Heigths. Profile composed according to the materials of the geological survey (authors K. Kajak, H. Kajak a. o.) with the author's compliments. For location see Fig. 27.

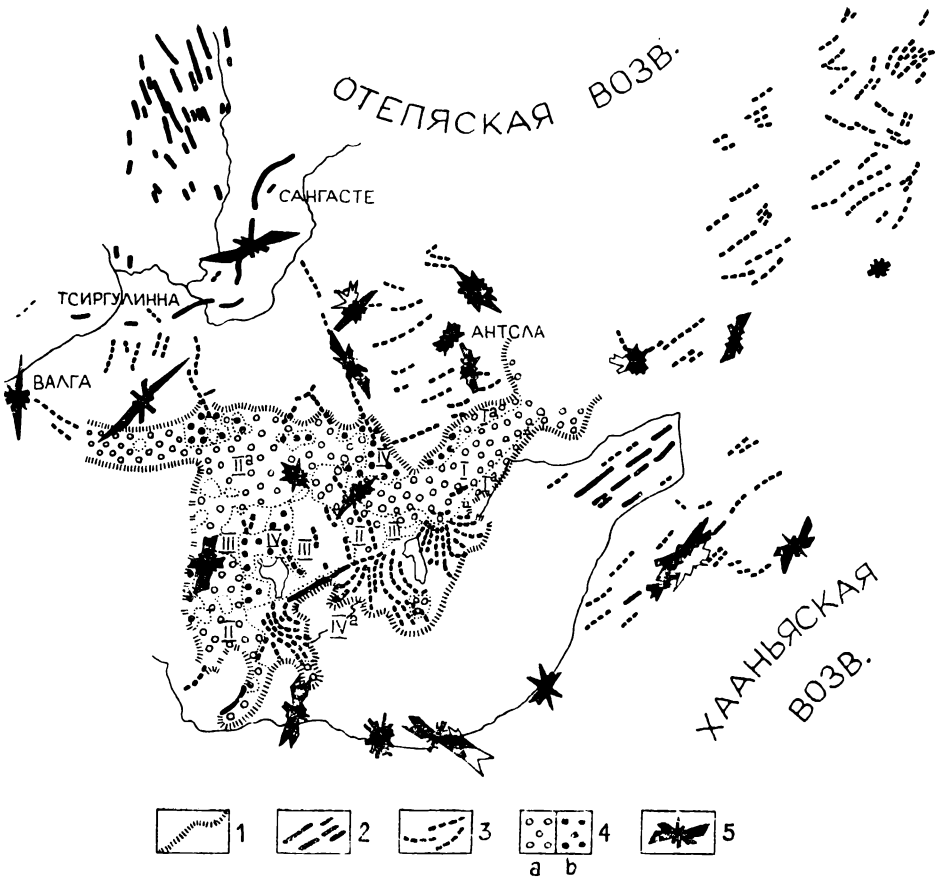


Рис. 48. Геоморфологическая схема Карулаской возвышенности с указанием некоторых элементов рельефа за ее пределами по Р. Карукяпп (1975).

1 — граница возвышенности; 2 — формы активного ледника (друмлины, конечные морены); 3 — унаследованно-ориентированный рельеф мертвого льда; 4 — беспорядочно расположенный холмистый рельеф мертвого льда: а — холмы и гряды с моренной покрышкой, б — камы; 5 — ориентировка галек в морене. Римскими цифрами обозначены типы рельефа: I — средних (10—25 м) и высоких (выше 25 м) куполовидных холмов с моренной покрышкой, Ia — мелких и средних (до 10 м) куполовидных холмов с моренной покрышкой, II — средних и высоких холмов и гряд с моренной покрышкой, IIa — мелких и средних холмов и гряд с моренной покрышкой; III — языковых понижений и глыб мертвого льда, IV — камовый рельеф средних и мелких холмов и гряд, IVa — озово-камовый рельеф мелких и средних гряд

Fig. 48. Geomorphological scheme of the Karula Heights with some relief elements beyond its boundaries after R. Karukäpp (1975):

1 — boundary of the heights, 2 — formations of the active glacier (drumlins, end moraines), 3 — inherited relief of dead ice, 4 — uncontrolled hilly relief of dead ice: a — hills and ridges with till coverage, b — kames, 5 — orientation of elongated pebbles in till. Roman figures indicate the types of relief: I — middle-height (10 to 25 m) and high (over 25 m) dome-shaped hills with till coverage, Ia — low and medium-high (up to 10 m) dome-shaped hills and ridges with till coverage, II — medium-high and high hills and ridges with till coverage, IIa — low and medium-high hills and ridges with till coverage, III — lobe depressions and blocks of dead ice, IV — kame relief of medium-high and low hills and ridges, IVa — esker-kame relief of low and medium-high ridges.

и в ядрах форм рельефа, и в виде линз — в водно-ледниковых отложениях, но в холмистом рельефе она в количественном отношении несомненно уступает водно-ледниковым отложениям (Карукяпп, 1975). Если принять во внимание широкое распространение озово-камового рельефа, особенно в юго-восточной части возвышенности, дистальнее Кообассаареской конечной морены, то преобладание водно-ледниковых отложений станет еще более заметным.

Средняя мощность плейстоценового покрова в пределах возвышенности составляет 20—60 м, причем с глубиной роль собственно ледниковых отложений повышается. Относительно мощные морены среднего плейстоцена (рис. 47) слагают ядро возвышенности. Отложения более древние, чем последнего оледенения, выделяются на Карулаской возвышенности лишь условно, главным образом по условиям залегания и литологическому сходству с отложениями Отепяской возвышенности. Межморенные органогенные отложения, позволяющие надежно обосновать их возраст палинологическим методом, на Карулаской возвышенности не обнаружены.

В ходе геолого-съемочных работ* в скважине Матса (скв. 367), на глубине 13,5—14,0 м между верхневалдайской красно-бурой мореной и серой мореной предположительно московского оледенения были обнаружены темно-серые алевритовые сапропели с растительными остатками. По результатам очень неполного анализа (анализировались всего лишь 4 пробы), в этих озерных отложениях преобладает пыльца древесных пород (около 80%), в которой содержится очень много пыльцы сосны (до 83%). Из берез присутствуют древовидные и кустарниковые виды. Было найдено также несколько зерен липы, орешника и ольхи. По условиям залегания и предварительному палинологическому анализу эти озерные осадки были отнесены к низам микулинского межледниковья. Это конечно, требует дополнительного подтверждения, и данный разрез пока не может служить основой для определения возраста морен Карулаской возвышенности.

4.5.4. ХААНЬЯСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Территория Хааньяской возвышенности достигает 2500 км², средняя высота ее приблизительно 200 м. Она как крупная форма рельефа оконтуривается стометровой изобазой, но как ландшафтный район имеет несколько меньшие размеры (Arold, 1968 и др.). Возвышенность расположена на крупном повышении кристаллического фундамента (рис. 3) и палеозойских пород, известном в литературе как валмиерско-локновское поднятие. Оно состоит из нескольких выступов и ориентировано в субширотном направлении; ширина его около 8 км, а длина превышает 40 км. В пределах поднятия наблюдаются следы разрывных нарушений сбросового типа. Максимальная амплитуда поднятия 200—300 м. С. Шульц (1958) и другие авторы предполагают, что валмиерско-локновское повышение претерпело в плейстоцене интенсивные неотектонические поднятия и сохранило большую тектоническую активность до настоящего времени. Но повторное нивелирование высокой точности пока не подтвердило этого предположения (Рандъярв, 1966, 1968а, б). На наш взгляд, более важным при формировании островной возвышенности было то, что здесь обнажаются верхнедевонские

* См. сноску на с. 129.

карбонатные породы, значительно более прочные, чем песчаники и алевролиты. В результате избирательной денудации и эрозии остов возвышенности (Рыугеское плато) уже в доледниковое время был на 50—100 м выше окружающего рельефа (Орвику, 1955; Kajak, 1968).

Мощность плейстоценовых отложений на возвышенности превышает 150 метров. Они залегают в основном на карбонатных породах верхнего девона. В центральной части возвышенности эти породы в результате тектонического поднятия подверглись денудации, и плейстоценовые отложения поэтому залегают здесь на песчаниках, алевролитах и глинах швентойского горизонта (гауйские и аматские слои) верхнего девона (Каяк, 1965а). Кровля дочетвертичных пород в пределах возвышенности располагается на высоте 80—150 м над уровнем моря (рис. 8, 47).

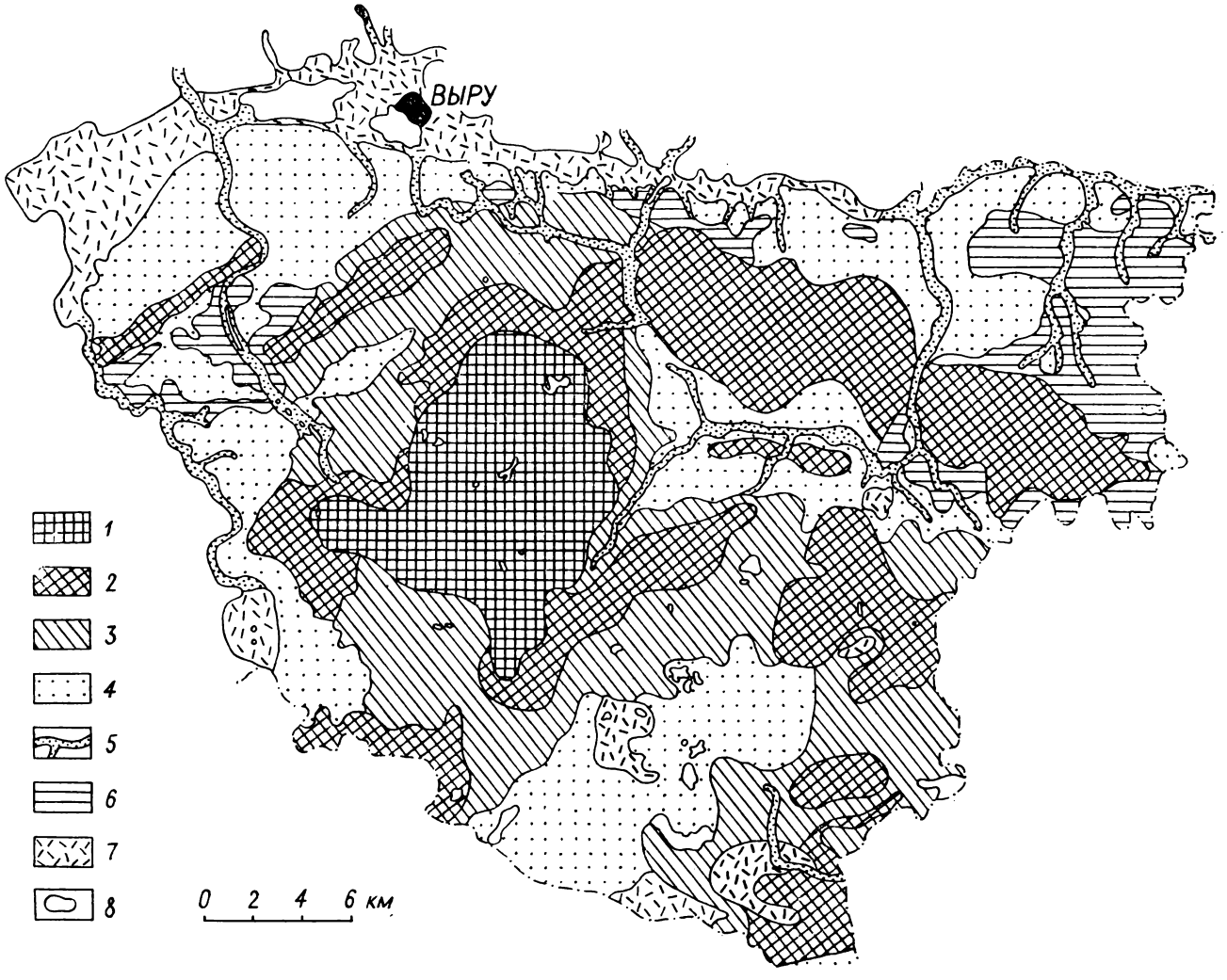
В коренные породы глубоко врезаны древние погребенные долины, дно которых находится на различных абсолютных отметках: около —60 м (Урваste—Рыуге), около —40 м (Сардаметса—Сянна) или близко к нулевой поверхности (Хузари—Вастселийна, Выру—Печоры). Ширина их около 1—2 км, глубина обычно от 30 до 100 м (Каяк, 1970).

По данным геологической съемки,* в строении плейстоценового покрова Хааньяской возвышенности выделяются те же самые моренные горизонты, что и на Отепяской возвышенности (рис. 42), причем их литологические показатели довольно близкие. Остов возвышенности, видимо, сложен среднеплейстоценовыми моренами (рис. 47). Межледниковые отложения между отдельными моренными горизонтами здесь пока не обнаружены. Мощность межморенных флювиогляциальных и лимногляциальных отложений достигает 30—40 м, но чаще всего измеряется несколькими метрами.

В отдельных случаях (Пеэтрусе, Вийтка) между двумя верхними моренами обнаружены содержащие споры и пыльцу озерно-ледниковые осадки с растительными остатками межстадиального (межфазиального) характера. Местами, например в окрестностях г. Выру, под верхней мореной или в ней обнаружены гнезда и линзы торфа (Orviku, 1939), вероятно, переотложенные. В местонахождениях Пеэтрусе (12670 ± 200) и Вийтка (11090 ± 135 л. н.) слои или линзы с органическим веществом датированы радиоуглеродным методом. Полученный возраст указывает на значительное «омоложение» отложений вследствие проникновения современного углерода или на образование рассмотренных отложений в условиях мертвого льда, на значительном удалении от края ледника.

Покровные плейстоценовые отложения Хааньяской возвышенности отличаются большим разнообразием. Местами даже в стенках одного и того же шурфа можно обнаружить совершенно различный материал (морена, глина, пески, гравийно-галечные отложения). Определенные закономерности в распространении типов отложений и форм рельефа можно все же уловить. Основываясь главным образом на исследованиях В. Лепасеппа (Hang, Lepasepp, 1961), в пределах Хааньяской возвышенности можно выделить следующие подрайоны (рис. 49): распространения крупных холмов и гряд (табл. XII, 20), состоящий из водно-ледниковых отложений и покрывающих их морен и ленточных

* А. Р. Вяярси, К. Ф. Каяк и др. Отчет Выруской партии о комплексной геолого-гидрогеологической съемке юго-восточной части ЭССР за 1962—1964 годы. Таллин, 1964. Рукопись в ЭГФ.


ВЫРУ
1
2
3
4
5
6
7
8
0 2 4 6 км

глин (1); средних и мелких холмов и гряд, состоящих из дислоцированных флювиогляциальных отложений и покрывающей их морены (2); средних и мелких холмов и гряд (озов и камов), сложенных флювиогляциальными отложениями (3); волнистых зандров и озерно-ледниковых равнин (4) и волнистых моренных равнин (6). Кроме того на приложенной к данной работе схеме (рис. 49) В. Лепасеппом и Э. Хангом выделены долины ледникового стока (5), крупные болотные массивы (7) и озера (8).

Из рис. 49 видно, что среди покровных плейстоценовых отложений Хааньяской возвышенности кроме морены широко распространены флювиогляциальные отложения. Озерно-ледниковые отложения в виде ленточных или неслоистых глин встречаются на Хааньяской возвышенности довольно редко. Они связаны здесь главным образом с камовыми формами рельефа и залегают на песчаных отложениях или переслаиваются с ними. Чаще всего они встречаются на абсолютных отметках между 120 и 250 м, покрывая мелкие и средние и лишь очень редко (Хяйлимяги, Тсеамяги, Кыргемяги) крупные формы рельефа. Залежи этих глин имеют вид невыдержанных по простиранию линз, мощность которых редко превышает 1 м (Пиррус, 1968). Наиболее крупное месторождение глин (около 0,4 км^2 при средней мощности 1—3 м) находится в юго-восточной части возвышенности, близ дер. Луха. В ряде долин (Пиуза, Мустйыги и др.) встречаются древнеаллювиальные пески (русловые отложения проточных талых ледниковых вод) мощностью в несколько метров.

4.6. РАВНИНЫ УГАНДИСКОГО ПЛАТО, ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЭСТОНИИ И ОСТРОВОВ РИЖСКОГО ЗАЛИВА

В данном разделе рассматривается геологическое строение равнин: Угандиского плато, Юго-Западной Эстонии и островов Рижского залива. По морфологии подстилающей поверхности, строению плейстоценового покрова и их генезису рассматриваемые равнины во многом отличаются. Как уже указывалось выше, равнины Угандиского плато очень напоминают соответствующие равнины на Сакалаской возвышенности (плато), а равнины Юго-Западной Эстонии сходны с равнинами южной части Хаапсалуской низины. Поэтому разграничение этих равнин и их описание в одном разделе является условным и может вызвать возражения. На целесообразность совместного рассмотрения указывает их расположение на выходах девонских пород, определивших вещественный состав отложений, слагающих эти равнины.

4.6.1. РАВНИНЫ УГАНДИСКОГО ПЛАТО

На Угандиском плато, как и на Сакалаской возвышенности, преобладают изрезанные древними долинами волнистые моренные равнины. Долина Суур-Эмайыги подразделяет плато на северную и юж-

Рис. 49. Геоморфологическое районирование Хааньяской возвышенности (Hang, Lepasepp, 1961). Условные обозначения см. в тексте на с. 131.

Fig. 49. Geomorphological zonation of the Haanja Heights (Hang, Lepasepp, 1961), For legends see text p. 131

ную части. Последняя, в свою очередь, пересечена многими долинами преимущественно меридионального или субмеридионального (долины Элва, Кавилда, Аардла, Луутсна и др.), реже (Война—Татра и др.) широтного простирания. В северной части Угандиского плато долин меньше. Наиболее крупная из них долина Алатскиви.

Высота древнего рельефа на равнинах Угандиского плато наиболее часто составляет 40—70 м (рис. 8). Средняя высота современного рельефа 60—80 м. Близ Выртсъярвской и Чудско-Псковской впадин она обычно около 40—60 м, но близ Отепяской возвышенности доходит до 100 м.

Волнистые равнины плато нередко друмлинизированы, например близ Выртсъярвской впадины (Ранну—Валгута), к югу от Вооремаа (близ Тарту и Вара), а также в районе Алатскиви, Пухья и Ныо. Близ Отепяской возвышенности распространен холмисто-моренный рельеф, например в районе Веллавере и Камбья. К югу от г. Элва широко развиты флювиогляциальные дельты. Во многих районах, особенно в окрестностях Вялги, Селгузе и Кайу, встречаются камы или камовые поля.

В целом плейстоценовый покров сравнительно несложный. Здесь обычно прослеживается один моренный горизонт, который подстилается или покрывается водно-ледниковыми отложениями разной мощности. Мощность этой верхневалдайской морены чаще всего небольшая — 1—6 м и местами достигает 10—20 м. На волнистой моренной равнине между Тарту и Пылва мощность морены обычно 3—6 м, между Тарту и Элва — 2,5—7,0 м, в окрестностях Ранну и Валгута — 6—9 м, близ Элва около 10 м и т. д. Морена характеризуется красно-бурым цветом и содержит сравнительно много алеврито-песчаных фракций и обломков кристаллических пород (Орвику, 1958; Раукас, 1962а; Раукас, Рейнтам, 1965). В минеральном составе морены обнаруживается много характерных для девонских пород минералов, в основном граната, циркона и других.

В некоторых местах на равнинах Угандиского плато вместо единой покровной красно-бурой морены обнаружено несколько маломощных слоев близкого цвета и состава, залегающих либо непосредственно один на другом, либо отделенных друг от друга маломощным слоем безвалунного глинистого алеврита или ленточными глинами разной мощности. Например, в Вана-Кастре, в 10 км к юго-востоку от г. Тарту, маломощные красно-бурая (1,5 м) и бурая (2,5 м) суглинистые морены отделены друг от друга разнозернистым кварцевым песком желтого или коричневого цвета мощностью 1—2 м. В Вазула, в 5 км к северо-востоку от г. Тарту, при закладке колодца были пройдены гумусовый горизонт (0—0,15 м), мелкозернистый песок желтого цвета (0,15—0,80), красно-бурая супесчаная морена (0,8—2,0), бурая супесчаная морена (2,0—5,0) и темно-серая супесчаная морена (5,0—6,0), ниже которой залегали девонские песчаники. Верхние красно-бурая и бурая морены небольшой мощности и близкого состава обычно разновозрастные стадиальные, фазиальные или осцилляторные, но в отдельных случаях могут быть также одновозрастными образованиями (Раукас, 1963б), отражая неодинаковую нагрузку моренного материала в леднике (Евтеев, 1964).

Но под красно-бурой (или бурой) мореной широко распространены фиолетово-серая и серая морены, видимо, более древние, хотя их окончательный возраст еще не выяснен. Фиолетово-серую морену, как отме-

чалось уже раньше, мы обычно рассматриваем как нижневалдайскую, хотя правдоподобными могут быть и другие интерпретации. Ведь судить по окраске и литологическому составу о возрасте морен невозможно, и, как показывает наш опыт, литологические показатели могут изменяться уже на близких расстояниях. Кроме того надо учесть, что в ходе старения, почвообразования и выветривания окраска морены изменяется. Например, общеизвестно, что в красно-бурой морене в ходе оглеения увеличивается относительное количество двухвалентного железа, и она приобретает фиолетово-серую окраску. Так, в неизмененной красно-бурой морене близ Ныо соотношение Fe^{2+} и Fe^{3+} по нашим данным составляет 1,75 : 1, а в оглееной фиолетово-серой части ее — 2,14 : 1. Таким образом, в отдельных случаях, особенно под озерно-болотными отложениями, фиолетово-серая морена в Южной Эстонии может быть также одновозрастной с красно-бурой мореной, и ее фиолетово-серую окраску следует иногда считать вторичной.

Если фиолетово-серая морена очень плотная, сланцеватая, крепко сцементирована карбонатным цементом или гидроокислами железа, то ее можно условно рассматривать как морену среднего плейстоцена. Для примера можно сослаться на разрез в Камбья (в 16 км к югу от Тарту), где в колодце бывшего хутора Мяэотса под двухметровой легкосуглинистой красно-бурой мореной, светло-серым мелкозернистым песком мощностью 6 м и супесчаной бурой мореной около 5 м была вскрыта фиолетово-серая очень плотная тяжелосуглинистая морена, возможно среднеплейстоценового возраста.

Особенно трудно определить возраст отложений в погребенных долинах. Так, в погребенной долине близ Пылва в ходе геологической съемки обнаружены четвертичные отложения общей мощностью 101 м. В геологическом разрезе здесь прослеживаются в большом количестве разные по цвету морены: красновато-бурая (2,4—3,5 и 5,0—6,5 м), серовато-бурая (6,5—8,0), серая (24,0—29,0), серовато-коричневая с фиолетовым оттенком (50,1—51,5), фиолетово-серая (56,0—58,1) и желтовато-бурая (62,3—65,2 и 73,6—83,0 м). Морены разделены озерно-ледниковыми глинисто-алевритовыми и флювиогляциальными или древнеаллювиальными гравийно-галечными и песчаными отложениями. При этом разнозернистые пески в интервале 90,0—95,0 м, фиолетово-серые ленточноподобные отложения в интервале 83,0—87,6 м и фиолетово-серая морена на глубине 56,0—58,1 м, согласно данным Э. Лийвранд (см. подробнее Лийвранд, 1976), обогащены пыльцой и спорами очень хорошей сохранности. Вверх по разрезу пыльца и споры вследствие повторных переотложений разорваны и сильно минерализованы, и количество их вообще уменьшается. Э. Лийвранд (1976), основываясь на количественных соотношениях переотложенной пыльцы в осадках, имеющих черты сходства с микулинскими спектрами, пришла к заключению, что возраст всех плейстоценовых отложений в данном разрезе послемикулинский. С палеогляциологической точки зрения трудно считать, что все это разнообразие осадков накопилось только за валдайское время. Но исходя из имеющихся данных определить их фактический возраст невозможно.

Подморенные органогенные отложения на равнинах Угандиского плато встречаются на весьма ограниченной территории. В этом отношении интерес представляет разрез Пеэду близ города Элва, вскрывший послемикулинскую межморенную толщу, сложенную песками с прослоем торфа и гиттии мощностью около 20—30 см (Пуннинг, Раукас,

Серебрянный, 1967; Вийдинг, Лыокене, 1969). Органогенные отложения и межморенные пески в разрезе Пеэду покрыты разноцветными моренами общей мощностью около 6,5 м. Подстилаются они плотной серой мореной.

Сводный разрез Пеэду, по Х. Вийдингу и Э. Лыокене (1969), следующий:

200 см — красновато-бурая морена с галькой и валунами известняков и кристаллических пород;

80 см — песчаная буровато-серая морена с гравием и галькой известняков и кристаллических пород; подошва слоя более песчаная и содержит много гравия;

150 см — глинистая буровато-серая морена с галькой известняков и кристаллических пород;

220 см — плотная серая глинистая морена; переходы между разновидностями буровато-серых и серой морен более или менее постепенные;

50 см — песок от мелко- до среднезернистого, желтовато-бурый, косослоистый;

35 см — коричневато-черный торф высокой степени разложения, с остатками сосновой древесины и сосновых шишек; на поверхностях наслоения иногда наблюдается присыпка тонкозернистого песка; нижняя граница торфа нечеткая, переходная;

60 см — песок мелкозернистый, буровато-серый, с линзовидными гнездами серой глины и торфа около верхней границы слоя; продолговатые линзочки торфа расположены по косым слойкам;

80 см — песок средне- и крупнозернистый, желтовато-бурого, в нижней части серого цвета; местами в песке наблюдаются гнезда с интенсивной пигментацией гидроокислами железа;

30 см — гравийная серая морена с галькой известняков, плотная, среднесцементированная;

1250 + см — среднедевонский песчаник с прослоями алевролитов и глин.

В литолого-минеральном составе выделяемых в разрезе морен наблюдаются четко уловимые различия (Вийдинг, Лыокене, 1969). По условиям залегания и литологическим признакам нижняя серая морена, залегающая в основании разреза, рассматривается как нижневалдайская, а верхняя красно-бурая — как морена лужской (хааньяской) стадии поздневалдайского оледенения. Средняя серая морена тоже верхневалдайская, но, видимо, более древняя, чем лужской стадии (Вийдинг, Лыокене, 1969).

На спорово-пыльцевых диаграммах, составленных Э. Лийвранд (рис. 50), в древесной растительности наряду с елью и сосной в большом количестве встречаются ольха (до 1 530%) и пихта; среди пыльцы широколиственных пород найдено много зерен дуба (до 35%), граба (до 15%) и вяза (до 5%); содержание пыльцы лещины сравнительно небольшое. Больше всего пыльцы широколиственных пород (до 40%) в песках, подстилающих органогенные отложения. Вероятно, пыльца здесь в основном переотложена.

Межморенные отложения неоднократно датировались радиоуглеродным методом (Ильвес, Лийва, Пуннинг, 1974). Первый образец — песок с включениями торфа — был представлен для датирования

К. Каяком еще в 1965 г. Возраст его был определен в 20 673 ± 100 лет (ТА-63). Второй образец — крупный кусок древесины, представленный в 1966 г. Э. Лыокене, был датирован возрастом в 39 180 ± 1960 лет (ТА-136). Впоследствии выяснилось, что образец ТА-63 загрязнен молодыми корнями и потому возраст его оказался более молодым. Так как не была исключена вероятность «омоложения» и образца ТА-136 (Пуннинг, 1969), то органогенные отложения из этого разреза были подвергнуты повторному радиоуглеродному анализу. Были получены следующие результаты (Пуннинг, 1970): возраст основного материала после выделения гумусовых веществ был определен в 39 700 ± 850 лет (ТА-254) и выделенные гумусовые вещества — в 31 200 ± 800 лет (ТА-254А). Датирование разного материала (древесина, древесный торф, гумусовые вещества) из этого разреза позволило Я.-М. Пуннингу (1970) считать полученные датировки весьма близкими к истинным. Исходя из условий залегания, радиоуглеродных датировок и некоторого сходства имеющихся в то время двух палинологических анализов с диаграммой Карукюла, эти отложения были нами в свое время коррелированы с межморенными отложениями в разрезе Карукюла и отнесены к средневалдайским межледниковым (Пуннинг и др., 1967 и др.). Дальнейшие бурения и составленные по отложениям скважин и колодца спорово-пыльцевые диаграммы указывали на ограниченное распространение органогенных отложений и на вероятное вторичное залегание их (Лийвранд, Саарсе, 1976). По мнению Э. Лийвранд, межморенные отложения в разрезе Пеэду содержат переотложенную пыльцу как из лихвинских, так и из микулинских межледниковых отложений. Она считает, что переотложение пыльцы и органики происходило в средневалдайское время. Таким образом, новая интерпретация возраста межморенных органогенных отложений, выдвинутая Э. Лийвранд и Л. Саарсе (1976), не изменяет прежнюю интерпретацию возраста моренных горизонтов в данном разрезе, но ставит под сомнение возможность применения радиоуглеродного метода при определении возраста свыше 30—40 тыс. лет.

4.6.2. РАВНИНА ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЭСТОНИИ

Высота рельефа коренных пород на равнине Юго-Западной Эстонии в основном колеблется от —20 до +40 м (рис. 8), а современного рельефа — на большей части территории до +40 м над уровнем моря. В современном рельефе преобладают заболоченные озерно-ледниковые равнины. В древнем рельефе наблюдается ряд глубоких долин (рис. 8) шириной до 2—3 км и глубиной вреза до 195 м. Долины заполнены плейстоценовыми отложениями и в современном рельефе прослеживаются лишь изредка в виде позднеледниковых ложбин стока.

Мощность четвертичных отложений на рассматриваемой территории сильно варьирует (рис. 19) — от нескольких метров на равнине до 207 м в погребенных долинах. Средняя мощность плейстоценовых отложений составляет 10—15 м. На большей части территории развит только один верхневалдайский моренный горизонт, обычно залегающий непосредственно на девонских породах и только во впадинах коренного рельефа подстилающийся более древними плейстоценовыми образованиями. Мощность морены обычно 3—10 м и лишь в древних долинах изредка достигает 30—40 м.

Морена покрыта флювиогляциальными (например, близ Килинги-Нымме) или озерно-ледниковыми (например, близ Синди) отложениями мощностью до 15—20 м. Последние, в свою очередь, перекрыты осадками Балтийского ледникового озера или разновозрастных стадий развития Балтийского моря. Реже, например в друмлинизированном рельефе у деревень Пеэду и Талли, морена непосредственно выходит на поверхность.

Подморенные органогенные отложения на равнине Юго-Западной Эстонии встречаются редко. Для расчленения плейстоценового покрова не только этой территории, но и всего Северо-Запада Европейской части СССР интерес представляет разрез Карукюла—Кесккюла, расположенный в 7 км к югу от г. Килинги-Нымме. Здесь К. Орвику в 1940 г. под мореной последнего оледенения обнаружил органогенные отложения межледникового характера (Orviku, 1944; Орвику, Пиррус 1965). Органогенные отложения разреза Карукюла, представленные хвощевым и древесным торфом, а также сапропелитом, залегают на глубине 1—2 м и охватывают площадь около 1 га. Залегание этих отложений до последнего времени считалось первичным (Орвику, Пиррус, 1965; Каяк, Пуннинг, Раукас, 1970 и др.). Новые буровые работы и комплексные палеонтологические исследования разреза, скорее всего, указывают на некоренное залегание органогенных отложений (Величкевич, Лийвранд, 1976; Каяк и др., 1976). Однако этот вывод требует еще дальнейшего подтверждения. Ведь подморенные отложения могут быть под воздействием ледников нарушены и на месте их накопления.

По данным геологической съемки *, межморенные озерно-болотные отложения приурочены к верхам плейстоценовой толщи, заполняющей глубокую (около 200 м), эродированную в среднедевонские (D_2) и нижнесилурийские (S_1) породы древнюю долину СВ—В простирания (рис. 51). В современном рельефе на слабодрумлинизированной и абрадированной озерно-ледниковой равнине долина четко не выражена. Буровыми скважинами она установлена несколько севернее пос. Икла, близ д. Треймани, где дно ее расположено на глубине около — 120 м, и дальше на северо-востоке — у дер. Пеэду (—110 м), Карукюла (—142 м) и пос. Абья (—130 м). В общей сложности долина прослежена на протяжении около 60 км.

Видимо, в наиболее глубокую часть этой древней долины в дер. Калита, в 0,6 км к северо-западу от местонахождения органогенных отложений Карукюла, в ходе геологической съемки К. Каяком была заложена скважина, где бурением были пройдены четвертичные отложения мощностью 207 м (скважина 2—177). Среди них были обнаружены бурая верхневалдайская морена (3,4 м), затем серая морена (73,3 м), переслаивание алеврита с гравием и песком (19,4 м), коричневая морена (13,2 м), озерно-ледниковые алевриты (59,7 м), коричневая морена (15 м), озерно-ледниковые алевриты и глины (20 м) и снова коричневая морена (3 м).

По данным К. Каяка, в самом местонахождении озерно-болотных отложений Карукюла по разрезу буровой скважины 3 (рис. 51) под органогенными отложениями на глубине 4,5 м залегают гравий флювиогляциального происхождения (мощностью 2,5 м), затем серая морена (6,5 м) и опять флювиогляциальные песчано-гравийные отложе-

---

* А. Р. Вяярси, К. Ф. Каяк, Х. В. Каяк и др. Отчет о геолого-гидрогеологической съемке юго-западной части Эстонии. 1969. Рукопись в ЭГФ.

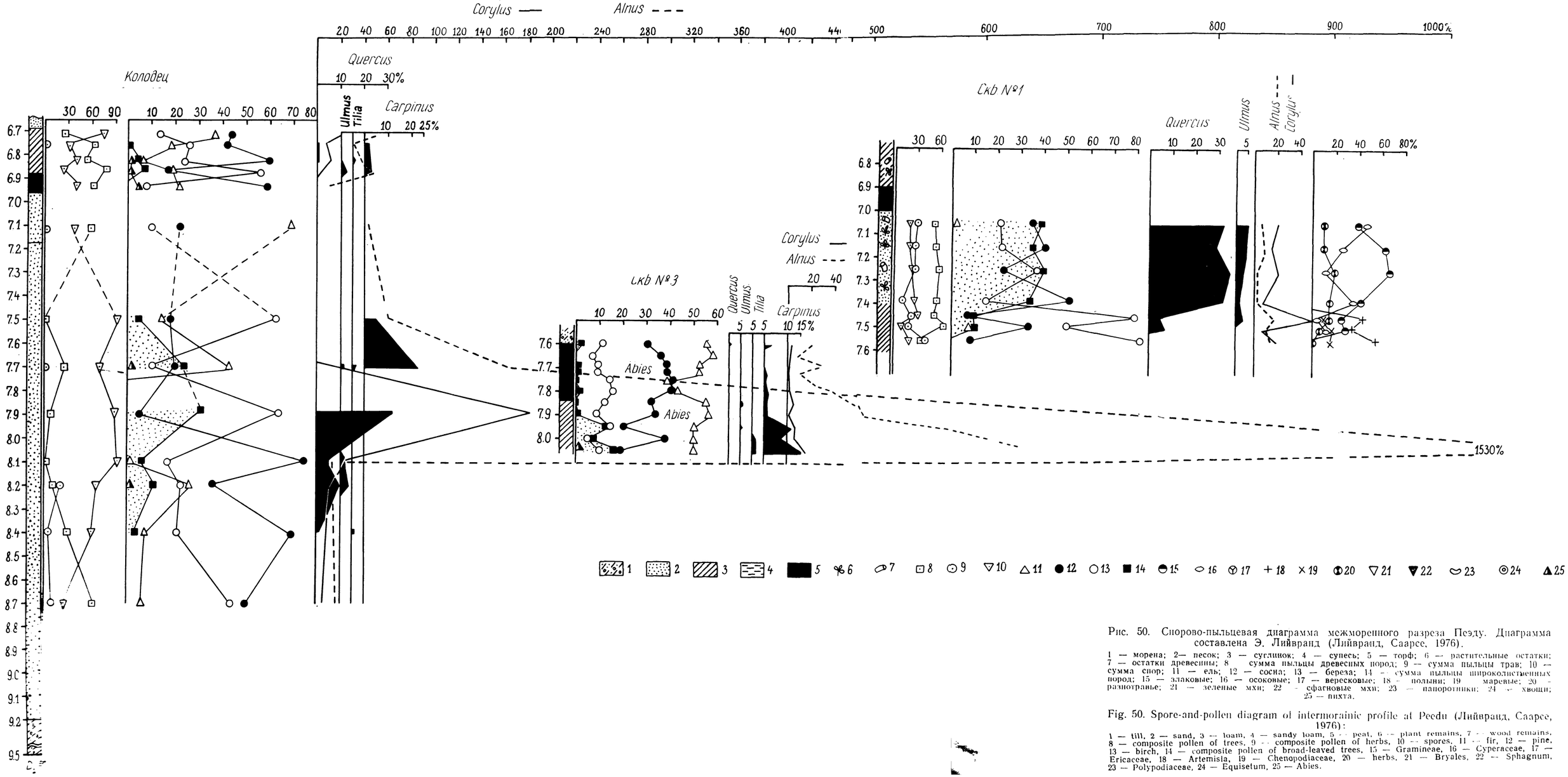


Рис. 50. Спорово-пыльцевая диаграмма межморенного разреза Пеэду. Диаграмма составлена Э. Лийвранд (Лийвранд, Саарсе, 1976).

1 — морена; 2— песок; 3 — суглинок; 4 — супесь; 5 — торф; 6 — растительные остатки; 7 — остатки древесины; 8 — сумма пыльцы древесных пород; 9 — сумма пыльцы трав; 10 — сумма спор; 11 — ель; 12 — сосна; 13 — береза; 14 — сумма пыльцы широколиственных пород; 15 — злаковые; 16 — осоковые; 17 — вересковые; 18 — полыни; 19 — маревые; 20 — разнотравье; 21 — зеленые мхи; 22 — сфагновые мхи; 23 — папоротники; 24 — хвощи; 25 — пихта.

Fig. 50. Spore-and-pollen diagram of intermorainic profile at Peedu (Лийвранд, Саарсе, 1976):

1 — till, 2 — sand, 3 — loam, 4 — sandy loam, 5 — peat, 6 — plant remains, 7 — wood remains, 8 — composite pollen of trees, 9 — composite pollen of herbs, 10 — spores, 11 — fir, 12 — pine, 13 — birch, 14 — composite pollen of broad-leaved trees, 15 — Gramineae, 16 — Cyperaceae, 17 — Ericaceae, 18 — Artemisia, 19 — Chenopodiaceae, 20 — herbs, 21 — Bryales, 22 — Sphagnum, 23 — Polypodiaceae, 24 — Equisetum, 25 — Abies.

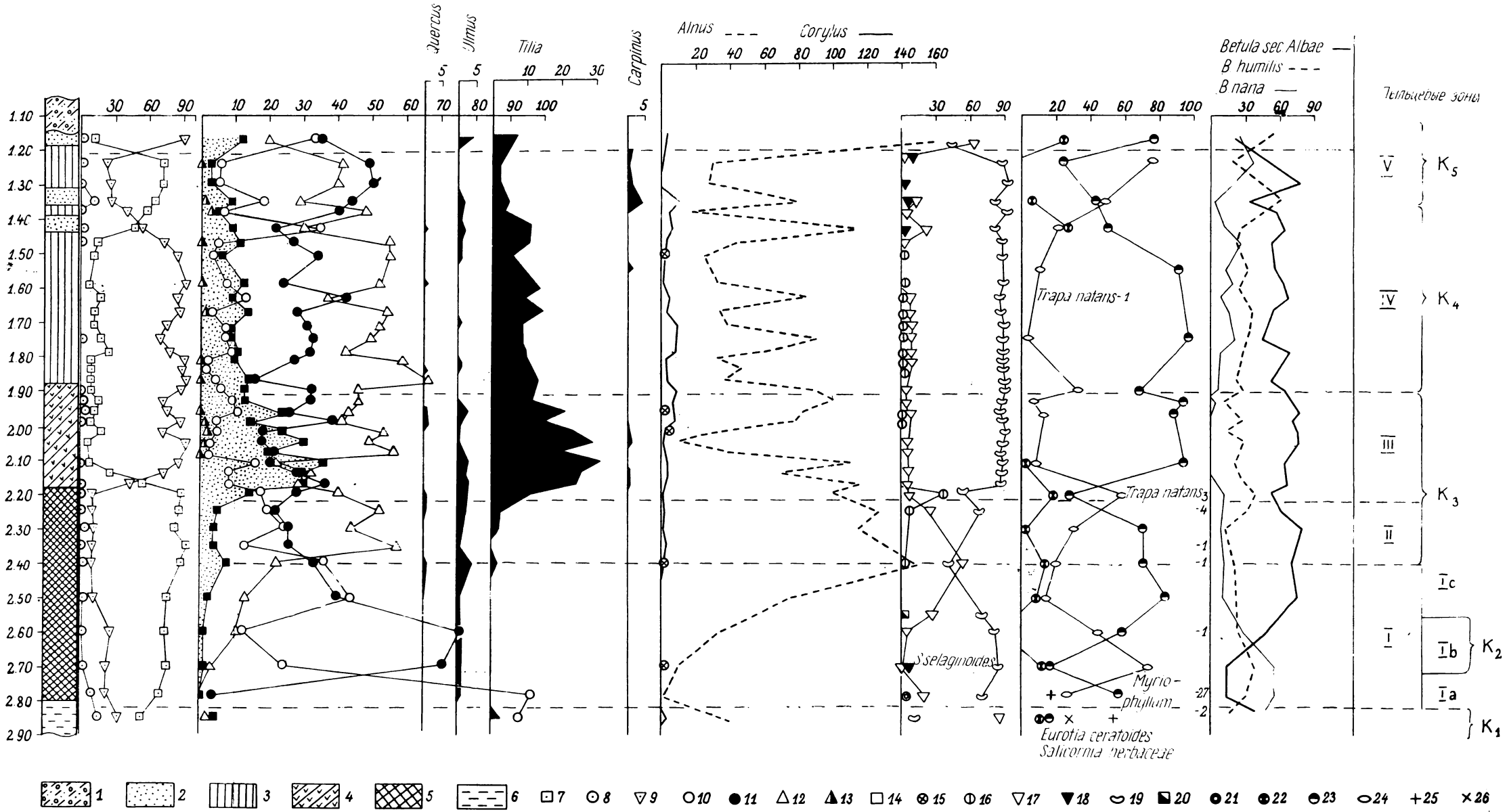


Рис. 52. Спорово-пыльцевая диаграмма межледниковых отложений разреза Карукюла (Лийвранд, 1972а). Пыльцевые зоны K_1—K_5 приведены по Р. Пиррус (Орвику, Пиррус, 1965), зоны I—V по Э. Лийвранд (1972а).

1 — морена; 2 — песок; 3 — алеврит; 4 — древесный торф; 5 — хвощовый торф; 6 — сапропелит; 7 — сумма пыльцы древесных пород; 8 — сумма пыльцы трав; 9 — сумма спор; 10 — береза; 11 — сосна; 12 — ель; 13 — пихта; 14 — сумма пыльцы широколиственных пород; 15 — ива; 16 — папоротники; 17 — зеленые мхи; 18 — сфагновые мхи; 19 — чистоустовые; 20 — плауны; 21 — хвощи; 22 — злаки; 23 — осоки; 24 — разнотравье; 25 — полынь; 26 — маревые.

Fig. 52. Spore-and-pollen diagram of interglacial deposits from Karukŭla profile (Лийвранд, 1972а):

1 — till, 2 — sand, 3 — aleurite, 4 — forest peat, 5 — Equisetum-peat, 6 — sapropelite, 7 — composite pollen of trees, 8 — composite pollen of herbaceous plants, 9 — spores, 10 — birch, 11 — pine, 12 — fir, 13 — Abies, 14 — composite pollen of broad-leaved trees, 15 — Salix, 16 — Polypodiaceae, 17 — Bryales, 18 — Sphagnum, 19 — Osmundacea, 20 — Lycopodiaceae, 21 — Equisetum, 22 — Gramineae, 23 — Cyperaceae, 24 — herbs, 25 — Artemisia, 26 — Chenopodiaceae, Pollen zones K_1 — K_5 after R. Pirrus (Орвику, Пиррус, 1965), zones I — V after E. Liivrand (1972a).

ния (24,2 м); общая мощность четвертичных отложений в этой скважине составляла 37,7 м.

При новых бурениях в 1975 году серая морена в такой мощности не была обнаружена. Органогенные отложения, видимо, подстилаются маломощными слоями песчаного и глинистого алеврита или непосредственно залегают на флювиогляциальных песчано-гравийных отложениях мощностью около 35,5 м, в верхней части с включениями сапропелита и торфа. По данным новых бурений, мощность серой морены непосредственно под органогенными отложениями колеблется в пределах всего лишь 0,05—0,5 м (Каяк и др., 1976), но может быть и больше.

Возраст органогенных отложений разреза Карукюла и подстилающих морен до последнего времени является предметом острых дискуссий.

К. Орвику еще в 1941 году сопоставил межморенную органогенную толщу с образованиями верхнего (второго) климатического оптимума рисс-вюрмского межледниковья в понимании К. Йессена и В. Мильтерса (Jessen, Milthers, 1928). В связи с пересмотром геологического содержания названного оптимума (Andersen, 1957; Гричук, 1961) возникла необходимость в пересмотре прежней датировки межморенных отложений разреза Карукюла, хотя некоторые исследователи (Былинский, 1974) до последнего времени считают, что формирование карукюласких отложений происходило во время второго климатического оптимума микулинского межледниковья.

На основании новых палинологических и стратиграфических исследований у К. Орвику и Р. Пиррус сложилось мнение (Орвику, Пиррус, 1965) о возможности сопоставления карукюласких озерно-болотных слоев с брёрупскими межстадиальными отложениями на территории Дании, датируемыми по радиоуглеродному методу, как известно (Andersen, 1961; Andersen, Vries, Zagwijn, 1960), возрастом в 59 430± ±1000 лет назад (GRO=1470).

И. Даниланс (1966), отмечая сходство карукюласких слоев с лихвинскими (?) межледниковыми озерно-болотными отложениями в бассейне р. Летижа на западе Латвии, предположил, что межморенные органогенные отложения в разрезе Карукюла могли накопиться и во время лихвинского межледниковья. На лихвинский возраст отложений разреза Карукюла указывал также Л. Вознячук (1966).

М. Цапенко (1966) сравнивала межморенные органогенные отложения разреза Карукюла с межледниковыми отложениями разреза Рутаковичи в Белоруссии и соответственно с паудорфскими ископаемыми почвами в Австрии и Чехословакии, мазурскими межстадиальными озерно-болотными отложениями в Польше, гёта-эльвскими межстадиальными осадками в Швеции и др.

Необходимо отметить, что некоторые исследователи (Малаховский и др., 1969а, б; Вайтекунас, 1969 и др.), признавая позднеплейстоценовый возраст органогенных отложений в разрезе Карукюла, еще до недавнего времени считали его ранг межстадиальным. Палинологические исследования Э. Лийвранд по двум, дополняющим друг друга шурфам (рис. 52), убедительно свидетельствуют о межледниковом ранге этих слоев. Во время климатического оптимума на территории Юго-Западной Эстонии произрастали леса, в которых преобладали хвойные породы, но со значительным содержанием лещины, ольхи (до 150%) и широколиственных (более 35%). Климат в это время был

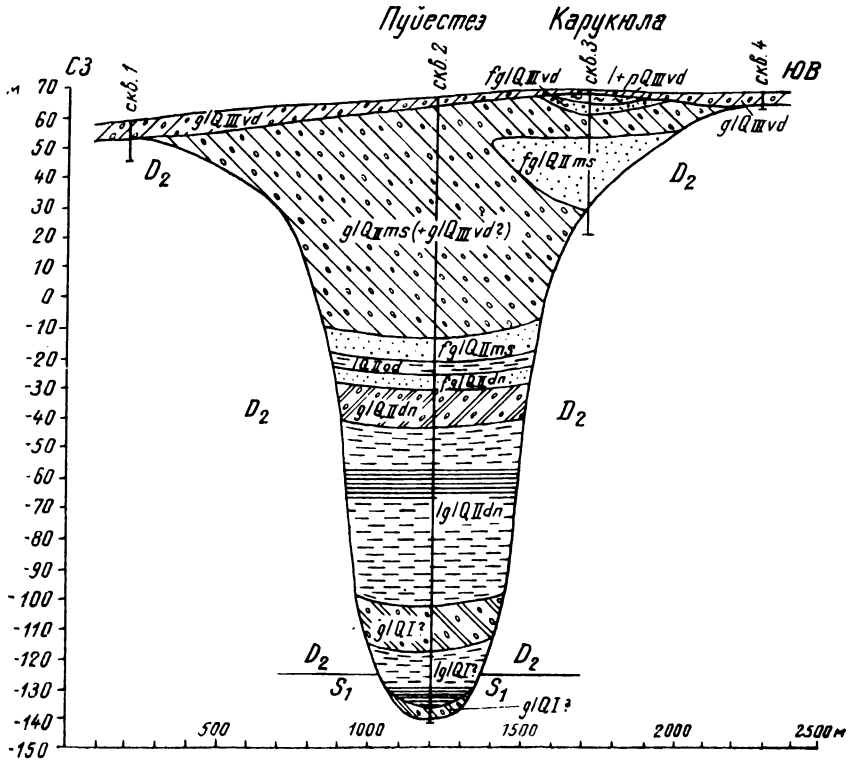


Рис. 51. Строение погребенной долины в районе дер. Карукюла по К. Каяку, Я.-М. Пуннингу и А. Раукасу (1970).

Fig. 51. Structure of buried valley in the environment of Karuküla village, after K. Kajak, J.-M. Punning and A. Raukas (1970).

здесь значительно теплее современного и близок к оптимуму голоцена, т. е. эти отложения несомненно являются межледниковыми.

Учитывая известные в свое время сведения о вероятно первичном залегании органогенных отложений разреза Карукюла, межледниковый характер спорово-пыльцевой диаграммы и ее явное отличие от микулинской, а также имеющиеся радиохронометрические данные, Я.-М. Пуннинг, А. Раукас и Л. Серебрянный высказали мысль о целесообразности выделения в позднем плейстоцене самостоятельного карукюлаского межледниковья, которое началось более 50 000 лет назад и продолжалось не менее 20 000 лет (Пуннинг, Раукас, Серебрянный, 1967, 1969; Раукас, Серебрянный, Пуннинг, 1969; Серебрянный, Раукас, Пуннинг, 1969; Serebryanny, 1969). Карукюлаское межледниковье в понимании указанных выше авторов приблизительно соответствовало молого-шекснинскому межледниковью А. Москвитина (1950). Необходимость предложения нового стратотипа в виде разреза Карукюла была вызвана тем, что осадки древнего Молого-Шекснинского озера, принимавшиеся за стратотип, оказались микулинскими (Гричук, 1961).

Особенности развития климата и растительности в районе Карукюла были детально освещены уже К. Орвику и Р. Пиррус (1965). На

представленной ими спорово-пыльцевой диаграмме выделены следующие палинозоны: K_1 — березы и сосны, K_2 — сосны, K_3 — липы и ольхи, K_4 — ели и сосны, K_5 — карликовой березы и сосны. Содержание и названия отмеченных выше зон были несколько уточнены Э. Лийвранд (рис. 52).

Во время накопления подстилающих органогенные отложения алевритов и песков (зона K_1) в районе Карукюла был типичный ландшафт перигляциальной области с массивами сосны и березы (преимущественно кустарниковых форм *Betula nana* и B. *humilis*) на фоне травянистых сообществ из полыней, осок, маревых и др. Из этих отложений найдены еще единичные пыльцевые зерна эфедры, споры зеленых мхов (*Bryales*) и плаунка плауновидного (*Selaginella selaginoides*).

Аккумуляция вышележащих сапропелитов происходила в более благоприятной климатической обстановке. В зоне K_2 появляются широколиственные, представленные вязом (1—5%) и дубом (1—2%). Ель, которая впервые наблюдается в подзоне K_1^b, достигает в конце зоны K_2 уже значительного распространения.

Развитие широколиственно-хвойных лесов совпало с пиком климатического оптимума и с образованием хвощевого торфа. Эти леса состояли из ели и сосны со значительной примесью липы (пыльцы до 35%). В подлеске встречалась лещина (пыльцы не более 20%). Пыльца ольхи присутствовала в большом количестве (80—130%). Любопытны находки наряду с зернами обычной мелколистной липы (*Tilia cordata* Mill.) пыльцевых зерен не произрастающей в настоящее время в Эстонии термофильной крупнолистной липы (*Tilia platyphyllos* Scop.). В составе спор преобладают папоротники.

Следующая зона K_3 (ели, сосны и граба) указывает на постепенное ухудшение климата. Болото в районе Карукюла зарастало хвойным лесом, и вместо хвощевого торфа начал отлагаться древесный. Участие широколиственных пород в составе лесов сократилось. Наблюдается максимум граба (6%). Основными лесообразующими породами являются ель (40—60%) и сосна. Встречается пыльца пихты.

В зоне K_4 (березы и сосны) образовалась верхняя часть древесного торфа и накопились пески. Лесообразующие породы представлены сосной (40—60%), березой (25—40%) и елью (до 20%). Из широколиственных продолжают встречаться преимущественно липа (7%) и граб (2%). Наблюдается некоторое увеличение количества ольхи.

В конце зоны K_5, во время накопления кроющих песков, установились суровые климатические условия, близкие к перигляциальным. Об этом свидетельствует значительное уменьшение роли ели, появление карликовой березы (до 40%), полыни, маревых, *Lycopodium clavatum*, *Selaginella selaginoides*.

На спорово-пыльцевой диаграмме карукюласких отложений Э. Лийвранд, обработанных без применения перекиси водорода, указан несколько иной количественный состав пыльцы и спор (Каяк и др., 1976), но общие закономерности развития растительности являются теми же самыми. При этом выделенные ею палинозоны неплохо коррелируются с диаграммами лихвинских межледниковых отложений Прибалтики (табл. 4). Так же, как и во всех лихвинских разрезах Восточно-Европейской равнины (Гричук, 1961), здесь прослеживается раннее появление ели с ольхой (палинозона I) и их широкое развитие в первой половине межледниковья (палинозона II). Ели во время климатического оптимума становится несколько меньше, но она продолжает встре-

Таблица 4

Корреляция по палинозонам карукюласких отложений с лихвинскими межледниковыми отложсниями Литвы и Латвии по Э. Лийвранд (Каяк и др., 1976)

Литва (Кондратене, 1965)	Латвия (Даниланс и др., 1964)	Разрез Карукюла
—	V — Береза, сосна	—
V — Сосна, береза с незначительной примесью пихты, ели и широколиственных пород	IV — Сосна, береза, ель со значительным количеством ольхи	V — Сосна, ель, береза со значительным количеством ольхи
IV — Ель и сосна с примесью широколиственных пород и пихты	III — *Quercetum mixtum*, пихта, граб, ель	IV — Ель, граб, пихта
III — *Querc. mixt.*, граб, пихта, ель		III — *Querc. mixt.*, ольха, ель
II — Ель, сосна, ольха с широколиственными породами и пихтой	II — Ель, сосна, ольха	II — Ель, ольха
I — Сосна, береза с незначительной примесью ольхи и ели	I — Береза, сосна с примесью ольхи и ели	I — Сосна, береза с увеличенным количеством ольхи и ели кверху зоны

чаться в большом количестве в составе пихтово-широколиственных лесов Прибалтики (палинозона III). Разрез Карукюла отличается запаздыванием максимумов граба и пихты, кульминирующих уже в следующей зоне (IV) вместе с елью, причем их содержание сравнительно низкое, что, по мнению Э. Лийвранд, объясняется северным положением карукюлаского разреза.

В разрезе Карукюла определены следующие межледниковые виды: *Trapa natans* L., *Tilia platyphyllos* Scop., *Abies alba* Mill., *Osmunda cinnamomea* L., *O.* cf. *claytoniana, Tilia* cf. *tomentosa* Moench, *Picea sect. Omorica*, из которых последние три говорят о древности отложений.

В результате карпологического анализа, выполненного Ф. Величкевичем (Величкевич, Лийвранд, 1976), в разрезе Карукюла обнаружена богатая ископаемая флора, насчитывающая 60 наименований споровых, голосеменных и покрытосеменных растений. В составе их установлены некоторые вымершие и в настоящее время внеевропейские виды: *Carex pauciflorioides* Wieliczk., *Aldrovanda* cf. *dokturovskyi* Dorof., *Ranunculus* cf. *sceleratoides* Nikit. et Dorof, *Nymphaea* sp. *exot.*, *Brasenia* sp., *Dulichium* cf. *arundinaceum* (L.) Britt., *Potamogeton* sp. exot. Но количество экзотов в целом очень невысокое и общий состав видов, на наш взгляд, мало отличается от типичного позднеплейстоценового. Следует также отметить, что экзоты не определены до вида, что уменьшает их достоверность.

С отложений разреза Карукюла имеются многочисленные радиоуглеродные датировки, выполненные в разных отечественных и зарубежных лабораториях (Ильвес и др., 1974; Blake, 1975). Возраст большинства из них порядка 48 тыс. лет, но имеются и запредельные:

33 450 ± 800 (ТА-99); 49 100 ± 1 700 (ТА-100); 48 100 ± 1 650 (ТА-101); ⩾ 45 000 (ТА-106); 40 800 ± 700 (ТА-275); 47 800 ± 1 100 (ТА-276); 48 800 ± 1 200 (ТА-277); ⩾ 52 780 (ЛУ-44); ⩾ 53 240 (ЛУ-123); ⩾ 48 750 (Birm-249); ⩾ 46 000 (GSC-1975); 48 600 ± 1 600 (GSC-1976). Выполненные датировки говорят в пользу позднеплейстоценового возраста органогенных отложений. Но так как указанные выше окончательные датировки находятся на нижнем пределе возможностей радиоуглеродного метода, то они не могут иметь решающего значения при определении стратиграфического положения этих отложений.

Принимая во внимание палеонтологические данные и, возможно, отторженцевый характер органогенных отложений, на что было обращено внимание выше, в новой стратиграфической схеме Эстонии (Каяк и др., 1976) карукюлаские отложения в настоящее время сопоставляются с лихвинскими. Для окончательных выводов об условиях залегания и возраста этих очень важных в стратиграфическом отношении слоев требуются все же еще дальнейшие комплексные исследования.

В связи с неопределенностью залегания карукюласких подморенных органогенных отложений трудно судить также о возрасте подстилающих слоев. Исходя из того, что здесь установлена близкая для всей Южной Эстонии последовательность моренных горизонтов (Каяк, 1965а), можно предположить, что под верхневалдайской красно-бурой мореной залегает серая морена московского или ранневалдайского оледенения. Затем следуют морены днепровского и, возможно, окского оледенений (Каяк, Пуннинг, Раукас, 1970).

Между серой, обогащенной карбонатными породами, и коричневой, обогащенной кристаллическими породами, предположительно среднеплейстоценовой моренами на глубине 76,7—90,3 м в ходе геологической съемки * были обнаружены алевриты с примесью песков, содержащие в большом количестве пыльцу и споры плохой сохранности. Преобладает пыльца древесных пород (50—60%), среди которых господствуют береза (40—90%) и сосна (до 30%). Количество пыльцы широколиственных пород (в основном липы) достигает 15%. Среди пыльцы травянистых растений преобладают злаковые (40—50%) и лебедовые (5—40%), среди спор — зеленые (60%) и сфагновые (30%) мхи. В ходе геолого-съемочных работ эти отложения рассматривались как межледниковые одинцовского горизонта, что увязывалось с условиями их залегания.

Однако, по мнению Э. Лийвранд (Каяк и др., 1976), характерные для межледниковья закономерности развития флоры здесь не прослеживаются и наличие большого количества переотложенной пыльцы затрудняет возрастную датировку этих отложений. Присутствие большого количества пыльцы ольхи и незначительного количества лещины позволяет предположить, что переотложение произошло из лихвинских межледниковых отложений. Таким образом, изученные отложения действительно могут быть среднеплейстоценовыми, но стратиграфический ранг их требует дальнейшего исследования. Палеонтологического подтверждения требует также раннеплейстоценовый возраст отложений в низах погребенной долины (рис. 51).

---

* См. сноску на с. 136.

4.6.3. РАВНИНЫ ОСТРОВА РИЖСКОГО ЗАЛИВА

Расположенные в Рижском заливе острова Рухну (11,36 км²), Кихну (16,38 км²) и некоторые связанные с ними небольшие островки отражают неровности коренного ложа. Остовы островов, представленные песчаниками наровского горизонта среднего девона, формировались в условиях длительной доплейстоценовой денудации, а затем несколько видоизменялись ледниковой экзарацией, о чем, например, свидетельствует друмлинизированный рельеф острова Кихну (см. Koguteos Eesti, IV. Pärnumaa, 1930).

Острова Кихну и Рухну, абсолютная высота которых не превышает 10 м, возвышались над уровнем моря лишь около 4 000 лет назад (Puustusmaa, 1971), и плейстоценовые отложения здесь всюду покрыты голоценовыми морскими и эоловыми отложениями. Но о широком развитии морены, покрывающей коренные породы, говорит обилие валунов на обоих островах (Puustusmaa, 1971; Koguteos Eesti. IV. Pärnumaa, 1930). Несомненно, здесь раньше были широко представлены также флювиогляциальные отложения, так как абразией лишь девонских песчаников и морены было бы трудно объяснить столь большое скопление песка, какое наблюдается здесь в современное время.

Местами на островах, в частности на Кихну, установлены отложения более древние, чем верхневалдайские. В ходе геолого-съемочных работ здесь в пределах впадины коренного рельефа в скв. 526 были установлены четвертичные отложения общей мощностью 44,5 м, в том числе два горизонта морен (рис. 53). Между моренами залегают морские алевритовые и глинистые отложения, содержащие в большом количестве пыльцу и споры микулинского типа. Исходя из этого, при выполнении геолого-съемочных работ упомянутые межморенные осадки рассматривались как микулинские, и нижней морене приписывали московский возраст.

По мнению Э. Лийвранд (1976), кихнуские межморенные отложения по палинозонам с типичными микулинскими отложениями не коррелируются. Так, пыльца граба находится уже в нижней части разреза, и к ней здесь присоединяется относительно большое количество пыльцы ольхи и ели, характерных, как известно, для второй половины микулинского межледниковья. На глубине 25,0—32,5 м увеличивается количество пыльцы термофильных пород, однако характерные для оптимума микулинского межледниковья другие черты не выделяются. Присутствие ели в нижней части разреза Кихну, ее одновременная кульминация с пыльцой граба на глубине 31,0—32,5 м и наличие пыльцы дуба после этой кульминации для микулинского межледниковья вообще не характерно.

На основе изложенного Э. Лийвранд пришла к выводу, что кихнуские межморенные осадки образовались в валдайское время в результате размыва микулинских межледниковых отложений и что они коррелируются с морскими или озерно-ледниковыми отложениями разреза Вяэна-Йыэсуу (рис. 32). Не оспаривая мнение о том, что споры и пыльца в данном разрезе переотложены, заметим лишь, что такое переотложение могло происходить здесь и в конце микулинского времени. К тому же седиментация межморенного осадочного материала происходила в морском бассейне, где из-за волнения, течений, избирательной седиментации спор и пыльцы, а также неоднократного перемещения уже осажденных минеральных частиц далеко не всегда созда-

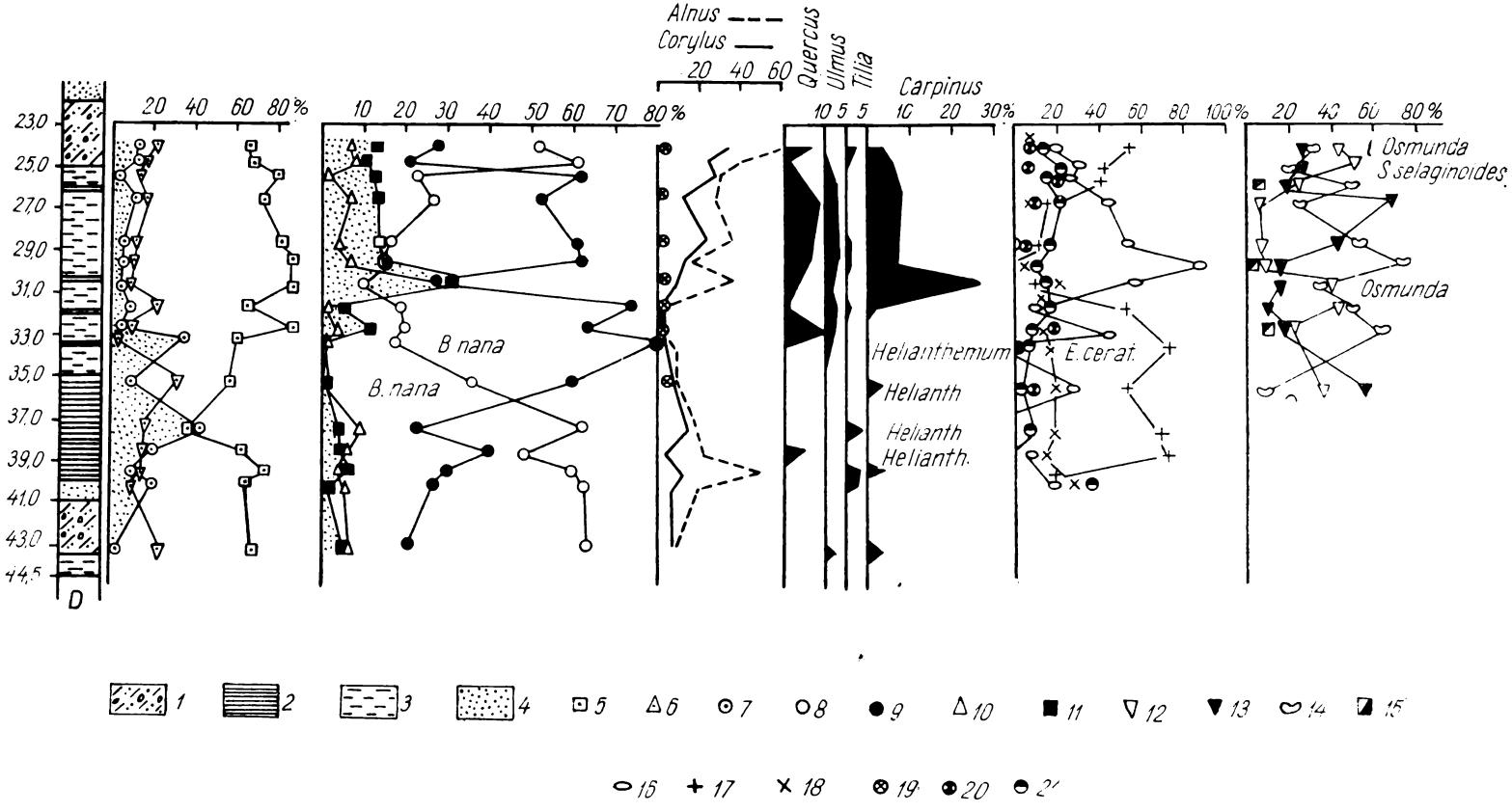


Рис. 53. Спорово-пыльцевая диаграмма межморенных отложений на острове Кихну (Лийвранд, 1976).

1 — морена; 2 — суглинок; 3 — супесь; 4 — песок; 5 — сумма пыльцы древесных пород; 6 — сумма пыльцы трав; 7 — сумма спор; 8 — береза; 9 — сосна; 10 — ель; 11 — сумма пыльцы широколиственных пород; 12 — зеленые мхи; 13 — сфагновые мхи; 14 — папоротники; 15 — плауны; 16 — осоковые; 17 — полыни; 18 — маревые; 19 — ива; 20 — разнотравье; 21 — злаковые.

Fig. 53. Spore-and-pollen diagram of intermorainic deposits from the island of Kihnu (Лийвранд, 1976):

1 — till, 2 — loam, 3 — sandy loam, 4 — sand, 5 — composite pollen of trees, 6 — composite pollen of herbaceous plants, 7 — spores, 8 — birch, 9 — pine, 10 — fir, 11 — composite pollen of broad-leaved trees, 12 — Bryales, 13 — Sphagnum, 14 — Polypodiaceae, 15 — Lycopodiaceae, 16 — Cyperaceae, 17 — Artemisia, 18 — Chenopodiaceae, 19 — Salix, 20 — herbs, 21 — Gramineae.

вались идеальные условия для сохранения всех деталей отдельных палиносон межледниковий. Тем более, что к синхронной с осадками пыльце здесь добавляется еще и более древняя пыльца, накопившаяся при абразии берегов и мелководного морского дна, сложенных разными плейстоценовыми отложениями. Поэтому нижнюю морену в разрезе Кихну на глубине 41,0—43,5 м вполне можно рассматривать как среднеплейстоценовую. Чтобы окончательно решить этот вопрос, необходимо изучить состав диатомовых и поглощенного комплекса в глинисто-алевритовых осадках, с тем чтобы более детально выяснить палеогеографическую обстановку во время осаждения этого межморенного слоя.

*

Приведенный краткий обзор по отдельным природным районам Эстонии подтверждает высказанное раньше мнение о большой изменчивости мощности, строения и состава плейстоценового покрова на территории республики. Обобщая представленный материал, можно прийти к заключению, что основную массу плейстоценовой толщи образуют здесь ледниковые отложения — морены (около 60—70%). Остальная часть толщи сложена в основном водноледниковыми отложениями, причем флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения распространены почти равномерно. Остальные типы плейстоценовых отложений — морские (Эмского моря, Балтийского ледникового озера), древнеаллювиальные, органогенные и другие — составляют менее 5% от всего плейстоценового покрова.

Выяснилось также, что на территории республики, в частности в Южной Эстонии, более или менее четко прослеживаются пять моренных горизонтов, нередко достигающих большой мощности. Лишь иногда они отделены друг от друга отложениями, содержащими споры и пыльцу межледникового (Карукюла, Рынгу) или межстадиального (Савала, Валгута) характера, что в значительной степени затрудняет корреляцию ледниковых толщ и определение их возраста. Учитывая опыт выделения ледниковых горизонтов на соседних территориях и принимая во внимание все имеющиеся биостратиграфические, литологические и радиохронометрические данные, рассматриваемые моренные горизонты условно сопоставляются с верхневалдайским, нижневалдайским, московским, днепровским и окским стратиграфическими горизонтами на Восточно-Европейской равнине.

Микулинские отложения в республике представлены как межморенными морскими (о-в Суур-Пранглн), так и озерно-болотными континентальными (Рынгу и др.) отложениями. В то же время микулинские отложения подстилаются еще двумя или даже тремя разноцветными моренами, точный возраст которых пока определить трудно, так как межморенные органогенные отложения в основном встречаются в виде отторженцев. Эти морены, вероятно, относятся в большей части к отдельным стадиям или оледенениям среднерусского надгоризонта по унифицированной стратиграфической схеме, но в то же время не исключена возможность, что нижняя или две нижние морены имеют уже нижнеплейстоценовый, а серая морена в отдельных случаях — валдайский возраст.

Вопросы, касающиеся возраста моренных горизонтов, в обобщенном виде найдут отражение еще и в последующей главе, отметим лишь, что

в целом по республике в плейстоценовом покрове резко преобладают отложения валдайского надгоризонта. Исключение составляют только древние погребенные долины и островные возвышенности Южной Эстонии, в строении которых более древние морены, особенно среднеплейстоценовые, играют большую роль. Если взять за основу материалы Государственной геологической съемки, то объемное соотношение верхне-, средне- и нижнеплейстоценовых отложений, по подсчетам Э. Лийвранд, составляет на Отепяской возвышенности 2,23 : 5,42 : 1,40. Если принять во внимание более широкое распространение и бóльшую продолжительность существования среднеплейстоценовых оледенений по сравнению с позднеплейстоценовыми, а также особенности формирования островных возвышенностей (см. с. 112), то это соотношение окажется правдоподобным. Если в возрастную интерпретацию моренных горизонтов внести некоторые предложенные Э. Лийвранд поправки, о чем шла речь выше, то объемное соотношение отложений и на возвышенностях изменится в пользу верхнеплейстоценовых, главным образом за счет среднеплейстоценовых отложений. Оба варианта пока равноценны, и внести ясность в эту сложную проблему должны дальнейшие комплексные исследования.

5. МЕСТНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭСТОНИИ И ЕЕ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ

На множественность оледенений впервые в Эстонии указал К. Гревингк (Grewingk, 1879), который пришел к этому заключению после установления в Южной Эстонии двух отличающихся по цвету и литологическому составу морен. Но с тех пор прошло еще более полувека, прежде чем предположение К. Гревингка удалось подтвердить палеонтологическими данными. В 1939 году К. Орвику впервые были обнаружены и основательно изучены межледниковые органогенные отложения в Рынгу (Orviku, 1939), по палинозонам хорошо коррелировавшиеся с типичными рисс-вюрмскими (эмскими) межледниковыми отложениями в Западной Европе (Thomson, 1939). В середине и конце тридцатых годов в нескольких местонахождениях Южной Эстонии были установлены также межморенные межстадиальные отложения (Piipenberg, 1935; Orviku, 1939). Последние были наиболее детально изучены в разрезе Камера на Отепяской возвышенности, где К. Орвику между красно-бурой и фиолетово-серой моренами были обнаружены глины и алевриты типа ленточных глин, содержащие остатки дриадовой (тундровой) растительности и пресноводных моллюсков.

Все это позволило К. Орвику разработать первую обоснованную палеонтологическим материалом стратиграфическую схему плейстоценовых отложений Эстонии (Orviku, 1939, 1940b), в которой были выделены ледниковые отложения среднего и верхнего плейстоцена (рисского и вюрмского оледенений) и разделяющего их рисс-вюрмского (эмского) межледниковья, а также стадиальные слои позднеледниковья вюрмского оледенения. Наиболее последовательно его взгляды были изложены в докладе * на Всесоюзном совещании по четвертичной геологии, состоявшемся с 22 по 29 мая 1941 года в Воронеже. К сожалению, этот интересный доклад с очень ценным новым фактическим материалом из-за начавшейся войны остался в рукописи.

В отмеченном выше докладе впервые сообщалось еще о другом местонахождении межморенных межледниковых отложений — Карукюла. О нем в 1939 году сообщили геологическому кабинету и музею Тартуского университета местные жители. Первые исследования на этом местонахождении были проведены К. Орвику летом 1940 года. Было установлено, что спорово-пыльцевая диаграмма карукюласких

* См. сноску на с. 118.

Таблица 5

Стратиграфическая схема плейстоценовых отложений Эстонии по К. Орвику (1956)

Период (система)	Подпериод (подсистема)	Эпоха (отдел)	Век (ярус)	Фазы развития лесов и максимальное распространение лесных деревьев; зоны краевых образований	Стадии развития Балтийского моря	Стадии развития климата
Антропогеновый Ag (четвертичный Q)	Плейстоцен — Ag_{I-III} (Q_{I-III})	Верхний плейстоцен Ag_{III} (Q_{III})	Валдайский ледниковый	XII нижняя дриадовая фаза (тундровые условия) Зоны краевых образований Позднеледниковое время: Северо-западная, Северо-Эстонская, Отепя-Карула, Хаанья; Серая морена в Северной Эстонии, красно-бурая в Южной. Фиолетово-серая морена в Южной Эстонии	Местные приледниковые озера	Арктическая Условия материкового льда
		Средний плейстоцен Ag_{II} (Q_{II})	Днепровско-валдайский межледниковый	Максимум ольхи и ели (Карукюла)		Верхний климатический оптимум
				Максимум широколиственных пород, граба, орешника (Рынгу)		Нижний климатический оптимум
			Днепровский ледниковый	Условия материкового льда. Серая морена в Рынгу и Карукюла, частью подморенные аллювиально-ледниковые отложения, в частности в Южной Эстонии		
			Лихвинско-днепровский межледниковый	Условия, близкие к современным (фактический материал не известен)		
		Нижний плейстоцен Ag_I (Q_I)	Лихвинский ледниковый	Условия материкового льда (фактический материал не известен)		
			Доледниковый			

отложений во многом отличается от соответствующей диаграммы межледниковых отложений в Рынгу. По аналогии с рисс-вюрмскими разрезами Западной Европы (Jessen, Milthers, 1928 и др.) межледниковые отложения Карукюла были отнесены к верхнему климатическому оптимуму рисс-вюрмского межледниковья. Впервые эти сведения были опубликованы в 1944 году (Orviku, 1944).

Из изложенного выше следует, что уже в начале сороковых годов имелась достаточно подробная и вполне хорошо обоснованная стратиграфическая схема плейстоценовых отложений республики, которая по не зависящим от ее автора обстоятельствам была опубликована лишь в 1956 году (Орвику, 1956).

В этой схеме (табл. 5), согласно предложенным И. Герасимовым и К. Марковым (1939) для Восточно-Европейской равнины названиям, в Эстонии выделялись отложения днепровского и валдайского ледниковий и днепровско-валдайского межледниковья с двумя климатическими оптимумами. На основе широкого распространения в Южной Эстонии так называемой фиолетово-серой морены впервые был поднят вопрос о возможном распространении в Эстонии отложений ранневалдайского (калининского по схеме А. Москвитина) оледенения. Верхняя граница плейстоцена, согласно предложению М. Нейштадта (1952), проводилась между XI и XII пыльцевыми зонами Поста.

В 1955 году в Литве было проведено первое совещание по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии, на котором были сделаны первые шаги по увязке местных стратиграфических схем и по составлению региональной схемы. Была создана комиссия по выработке схемы, результаты которой опубликованы в 1957 г. (Резолюция совещания..., 1957). В представленной схеме (табл. 6) впервые были применены для плейстоцена Прибалтики местные названия стратиграфических подразделений, однако еще недостаточно обоснованные фактическим материалом. Общего признания и практического применения данная схема в Эстонской ССР не получила, хотя она была зарекомендована и опубликована как на русском (Орвику, 1960), так и на эстонском (Orviku, 1960a, b) языке.

В 1961 г. в связи с выполнением планомерного среднемасштабного геологического картирования территории Прибалтики были созданы, главным образом по инициативе литовских геологов, и приняты новая схема стратиграфического подразделения четвертичных отложений и сводная легенда, предназначенные для Прибалтийской серии листов геологической карты масштаба 1 : 200 000. Указанная схема, в дальнейшем несколько видоизмененная, была обязательной при выполнении геолого-съемочных работ также на территории Эстонской ССР. Она содержала ряд ошибок (например, относительно выделения улаского горизонта) и в научных публикациях, за отдельными исключениями, почти не использовалась.

В 1963 г. на Всесоюзном рабочем совещании в Ленинграде (Материал..., 1964) была составлена унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Европейской части СССР (табл. 6) и несколько уточнена Прибалтийская региональная схема (табл. 6), мало отличавшаяся от схемы 1961 года.

В 1970 г. по инициативе созданной в 1969 г. Прибалтийской региональной межведомственной стратиграфической комиссии начался новый этап разработки региональной и местной схем четвертичных отложений Прибалтики. Были разработаны в качестве основы для даль-

нейшего обсуждения и согласования рабочие схемы (табл. 6), (Вайтекунас, 1971). Эти схемы мало отличались от унифицированной, и в них, за исключением долихвинских отложений, были использованы чуждые для Прибалтики названия горизонтов и подгоризонтов. Местная рабочая схема в несколько видоизмененном виде была опубликована в 1970 году во 2-м томе Эстонской Советской энциклопедии* и в 1975 году в энциклопедическом справочнике** «Советская Эстония».

В связи с подготовкой к стратиграфическому совещанию геологов Прибалтики (Вильнюс, май 1976), на которой были одобрены региональная и корреляционная стратиграфические схемы четвертичных отложений Прибалтики (табл. 7), была разработана новая местная рабочая схема четвертичных отложений Эстонии (Каяк и др., 1976). В ней впервые для обозначения стратиграфических подразделений плейстоцена использованы местные географические названия (табл. 7). Эта новейшая местная схема в настоящее время является основой для выполнения крупномасштабных геолого-съемочных и других прикладных работ на территории республики.

Упомянутая стратиграфическая схема четвертичных отложений составлена под руководством академика АН ЭССР К. Орвику (голоцен) и А. Раукаса (плейстоцен). Ниже в сокращенном виде приводится описание плейстоценовой части этой коллективно составленной (Каяк и др., 1976) схемы, которая в более полном виде отпечатана лишь на ротапринте и издана небольшим тиражом. Хотя в данной монографии использованы названия унифицированной схемы (табл. 6 и 7), автор считает опубликование этого материала вполне уместным.

Основными стратиграфическими единицами в рассматриваемой схеме, составленной К. Каяком, Э. Лийвранд и А. Раукасом (табл. 7), являются свиты, которым соответствуют отложения общепринятых крупных оледенений и межледниковий. Выделено пять свит, названия которых даны по характерным стратотипическим разрезам (например пранглиская) или по району, где соответствующие отложения распространены наиболее широко или представлены в наиболее типичном виде (например, угандиская). Свиты, характеризующие отложения крупных оледенений, подразделяются на подсвиты с географическими названиями, которым соответствуют отложения мегастадиалов и мегаинтерстадиалов («малых» ледниковий и межледниковий).

Нижняя граница плейстоцена на территории Эстонии не улавливается, так как отложения низов четвертичной системы на территории республики не установлены. Верхняя граница плейстоцена проводится между верхнедриасовой (DR_3) и пребореальной (PB) хронозонами (между X и IX палинозонами Л. Поста), что в абсолютном летоисчислении соответствует времени около 10 тыс лет назад. Наиболее древними четвертичными отложениями в Эстонии, видимо, являются верхи нижнеплейстоценовых отложений.

---

* Eesti Nõukogude Entsüklopeedia, 2. kd. «Valgus». Tallinn, 1970.
** Entsüklopeediline teatmeteos. Nõukogude Eesti. «Valgus». Tallinn, 1975.

Таблица 6

Усовершенствование местной и региональной стратиграфических схем

Единая стратиграфическая шкала			Региональная схема европейской части СССР, 1963		Региональная схема Прибалтики и Белоруссии, 1955		Корреляционная региональная схема Прибалтики, 1963	Региональная рабочая схема Прибалтики, 1970		Местная рабочая схема, 1970	
Система		Основные подразделения	Надгоризонт	Горизонт	Ярус, век	Горизонт, время	Свита	Горизонт	Подгоризонт	Горизонт	Подгоризонт
	Голоцен	Современные отложения	Современный		Голоценовый (Балтийский)	Верхнеголоценовый Среднеголоценовый Нижнеголоценовый	Голоценовая	Голоцен		Голоцен	
Четвертичная	Плейстоцен, Верхний	Верхнечетвертичные отложения	Валдайский	Осташковский (Балтийский)	Неманский	Верхненеманский	Канбалская	Валдайский	Верхневалдайский	Валдайский	Верхневалдайский
				Молого-шекснинский (Уласский)		Среднеманский	Уласская		Средневалдайский		Карукюлаский
				Калининский (Нарочанский)		Нижненеманский	Грудаская		Нижневалдайский		Нижневалдайский
			Микулинский		Муравинский		Мяркинская	Микулинский		Микулинский	
	Плейстоцен, Средний	Среднечетвертичные отложения	Среднерусский	Московский	Днепровский	Верхнеднепровский	Курземская	Среднерусский (?)	Московский	Среднерусский	Московский
				Одинцовский		Среднеднепровский	Деселская		Одинцовский (?)		Одинцовский (?)
				Днепровский		Нижнеднепровский	Жемайтийская		Днепровский		Днепровский
			Лихвинский		Старобинский		Пульверниекский	Лихвинский		Лихвинский	Отложения не известны

Таблица 6 (продолжение)

Единая стратиграфическая шкала			Региональная схема европейской части СССР, 1963		Региональная схема Прибалтики и Белоруссии, 1955		Корреляционная региональная схема Прибалтики, 1963	Региональная рабочая схема Прибалтики, 1970		Местная рабочая схема, 1970	
Система		Основные подразделения	Надгоризонт	Горизонт	Ярус, век	Горизонт, время	Свита	Горизонт	Подгоризонт	Горизонт	Подгоризонт
Четвертичная	Плейстоцен	Нижнечетвертичные отложения		Окский	Березинский	Верхнеберезинский	Дайнавская	Литовский	Дайнавский	Окский	
				Беловежский		Среднеберезинский	Тургяляйская		Тургяляйский	Беловежский	Отложения не известны
						Нижнеберезинский	Дзукийская		Дзукийский	Отложения не известны	
Неогеновая	Верхний плиоцен				Вильнюсский		Вильнюсская	Вильнюсский	Шлавеский		
									Даумантайский		

Таблица 7

Рабочая стратиграфическая схема четвертичных отложений Эстонии

Единая стратиграфическая шкала			Предположительный абсолютный возраст в тыс. лет	Унифицированная схема в СССР, 1964, с дополнениями Е. П. Зарриной и И. И. Краснова, 1973		Местная стратиграфическая схема					
Система	Раздел	Подраздел		звено (надгоризонт)	Климатолит (горизонт)	Свиты	Подсвиты	Палеонтологическая и литологическая характеристика	Характерные местонахождения		
									Северная Эстония	Южная Эстония	
(Антропогеновая)	голоцен			голоцен (современный)		голоценовая					
	плейстоцен	верхний	10200	валдайский	осташковский	ярваская	верхнеярваская	серая морена в Северной и красно-бурая морена в Южной Эстонии	всюду на выходах кембрия, ордовика и силура	всюду на выходах девона	
			25		молого-шекснинский		среднеярваская	алевриты и глины с органикой и перигляциальной флорой	Савала Вяэна-Йыэсуу	Пеэду Харимяэ? Отеня?	
			55		калининский		нижнеярваская	серая морена в Северной и фиолетово-серая морена в Южной Эстонии	Вяэна	Реола	
			70	микулинский		пранглиская		озерные и болотные отложения (ступени M_2—M_8 в Рынгу), морские межморенные суглинки (ступени M_2—M_8 в Суур-Прангли)	Суур-Прангли	Рынгу	
			110								

Таблица 7 (продолжение)

Четвертичная		средний	130	среднерусский	московский	уганди-ская	верхне-угандийская	коричневая морена в Северной и серая морена в Южной и Средней Эстонии	Суур-Прангли, Юминда, Саадъярв	Рынгу Суур-Мунамяги
					одинцовский		средне-угандийская	межморенные глины и алевриты с органикой		Валгута?
			240		днепровский		нижне-угандийская	коричневая морена в Северной и Южной Эстонии	Суур-Прангли, Найссаар	Мягисте Ланксааре
				лихвинский		карукюлаская		озерные и болотные отложения (ступени I—V разреза Карукюла)		Карукюла
		нижний	380	белорусский	окский	сангас-тесская	верхнесангастесская	плотная «сланцеватая» грязно-бурая морена в Средней и Южной Эстонии	Саадъярв	Кесккюла Пууги?
					беловежский		отложения достоверно не установлены			
					дзукийский					
					шлавеский					
	эоплейстоцен (апшерон, калабрий)	верхний	700	Отложения не установлены						
		средний	950							
		нижний								
Неогеновая	верхний плиоцен (акчагыл)		1800							

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Сангастеская свита

Верхнесангастеская подсвита

К верхнесангастеской подсвите, сопоставляемой с окским горизонтом в унифицированной и дайнавской в региональной схемах, условно отнесены плотная грязно-бурая (реже зеленоватая или сероватая) морена со связанными с ней водно-ледниковыми отложениями. Установлены они только в нижних частях глубоких погребенных долин (Пуйестеэ, Мягисте, Элва, Пууги, Саадъярв и др.) и залегают в основном непосредственно на коренных породах. Для морены часто характерна псевдосланцеватая текстура. Мощность ее обычно небольшая (в Пуйестеэ 3 м, Судисте 10,7 м, в Мягисте 5,4 м и т. д.).

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Среднеплейстоценовые отложения, по всей вероятности, слагают основную часть Южно-Эстонских островных возвышенностей, заполняют большинство древних долин республики и играют большую роль в строении друмлин Саадъярвского друмлинного поля. Здесь выделяются межледниковая карукюлаская и ледниковая угандиская свиты.

Карукюлаская свита *

Карукюлаская свита соответствует лихвинскому надгоризонту в унифицированной схеме и бутенайскому горизонту в региональной рабочей схеме Прибалтики. К этой свите условно отнесены межморенные органогенные отложения в разрезе Карукюла, близ деревни Калита в Саардеском сельсовете Пярнуского района (см. с. 136).

В 1967 г. К. Каяк и Э. Лийвранд включили в эту свиту межморенные слои в разрезе Пюхаярв близ города Отепя (скв. 2) и в разрезе Валга (скв. 368) (Каяк, Лийвранд, 1967). Такой вывод, как уже отмечалось выше (см. с. 110 и 124) был сделан по диаграммам, не отражающим полный состав пыльцы и спор. В результате повторного исследования с учетом всей пыльцы пюхаярвские (Лийвранд, 1971) и валгаские межморенные отложения оказались межстадиальными и, возможно, образовались даже после микулинского межледниковья.

Угандиская свита

Отложения угандиской свиты представлены в основном ледниковыми и водноледниковыми отложениями. Установлены они по залеганию ниже пранглиских (микулинских) межледниковых отложений на острове Суур-Прангли и Рынгу. Свита условно сопоставляется со среднерусским горизонтом унифицированной схемы и подразделяется на нижне-, средне- и верхнеугандискую подсвиты.

Нижнеугандиская подсвита

Отложения подсвиты представлены коричневой мореной как в Северной (Суур-Прангли, Найссаар, Суурпеа), так и в Южной Эстонии (Мягисте, Ланксааре, Судисте) и со связанными с ней водно-ледниково-

* В проекте схемы (Каяк и др., 1976) свита названа Калитаской.

выми отложениями. Мощность морены нижнеугандиской подсвиты доходит до 50 м (например, в Мягисте), а водно-ледниковых отложений — до 60 м (Пуйестеэ).

Среднеугандиская подсвита

Среднеугандиская подсвита в унифицированной схеме формально соответствует одинцовскому горизонту. Но как отмечалось уже в предыдущей главе, межледниковых или мегаинтерстадиальных отложений соответствующего возраста на территории Эстонии пока уверенно не найдено.

В ходе геолого-съемочных работ в ряде разрезов (Пуйестеэ, Валгута, Рынгу, Аакре, Ныуни и др.) между моренами нижней, коричневой, обогащенной обломками кристаллических пород, и верхней серой, обогащенной обломками карбонатных пород, обнаружены водные осадки, содержащие большое количество спор и пыльцы плохой сохранности (напр. Пуйестеэ; см. с. 141) или органические остатки (напр., Валгута, см. с. 120). Исходя из условий залегания между предположительно нижне- и верхнеугандиской моренами эти осадки обычно рассматриваются как среднеугандиские, хотя они палеонтологическими данными не обоснованы. По стратиграфическому рангу они являются либо межстадиальными, либо межфазиальными.

Верхнеугандиская подсвита

Отложения подсвиты представлены коричневой мореной в предглинтовой области (Суур-Прангли, Юминда) и серой мореной в пределах Северо-Эстонского плато (Сырве, Саадъярв) и на территории Южной Эстонии (Рынгу, Суур-Мунамяги). Широко распространены также водно-ледниковые отложения подсвиты. Мощность морены местами (например, на Суур-Мунамяги) доходит до 70 м. Грубые фракции морены верхнеугандиской подсвиты в предглинтовой области сложены в основном обломками кристаллических пород (до 100%). В остальных районах республики она, по сравнению с другими моренными горизонтами, характеризуется более высоким содержанием обломков карбонатных пород (65—80% и больше).

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Верхнеплейстоценовые отложения в республике распространены повсюду и представлены разными генетическими типами (ледниковыми, водно-ледниковыми, морскими, озерными, болотными, эоловыми). Они имеют здесь наиболее важное рельефообразующее значение. Мощность их нередко доходит до 40—50 м. Верхнеплейстоценовые отложения состоят из двух свит — пранглиской и ярваской. Отложения пранглиской свиты обнаружены лишь в немногих местах. На ограниченной территории встречены также нижне- и среднеярваские отложения. Широко распространены верхнеярваские осадки.

Пранглиская свита

Пранглиская свита соответствует микулинскому надгоризонту в унифицированной и мяркинскому горизонту в региональной схеме. Отложения этой свиты, как континентальные (Рынгу, см. с. 119), так

и морские (Суур-Прангли, см. с. 74), носят явно межледниковый характер. По палинозонам межморенные отложения пранглиской свиты хорошо коррелируются с типичными микулинскими, мяркинскими, эмскими, рисс-вюрмскими отложениями на соседних территориях.

Ярваская свита

В ярваскую свиту в Эстонии включены все отложения, образовавшиеся здесь после пранглиского (микулинского, эмского) межледниковья и до начала окончательного улучшения климата около 10 тыс. лет назад. Она соответствует валдайскому надгоризонту в унифицированной схеме и балтийскому в региональной схеме. Стратиграфическое подразделение отложений свиты связано с большими трудностями. Одни исследователи в СССР вслед за И. Герасимовым и К. Марковым (1939) предполагают, что в послемикулинское время было лишь одно оледенение, другие, также, как и А. Москвитин (1950 и др.), считают, что в позднем плейстоцене было два оледенения. Последователи С. Яковлева (1956) говорят даже о трех позднеплейстоценовых оледенениях. Авторы местной схемы Эстонии приняли за основу трехчленное деление отложений свиты со следующими приблизительными значениями абсолютного возраста: 70—50 тыс. лет — отложения нижнеярваской подсвиты; 50—25 тыс. лет — отложения среднеярваской подсвиты и 25—10 тыс. лет — отложения верхнеярваской подсвиты.

Нижнеярваская подсвита

В нижнеярваскую подсвиту условно отнесены так называемые фиолетово-серая морена (Орвику, 1958б) Южной Эстонии и нижняя серая морена в предглинтовой области и на Северо-Эстонском плато, а также связанные с ними водноледниковые отложения. Однако необходимо иметь в виду, что фиолетово-серая морена в разных местонахождениях, видимо, не одновозрастная и не всегда входит в данную подсвиту, о чем говорят условия залегания, неодинаковая плотность и различный литологический состав ее (Раукас, 1963б, 1972). Немалые трудности встречаются также при определении возраста серых морен в Северной Эстонии, так как между ними залегают обычно лишь водноледниковые или морские отложения разной мощности, содержащие очень мало спор и пыльцы.

Раннеярваская флора в Эстонии известна только на острове Суур-Прангли (Лийвранд, 1972б). Она имеет мезофильный характер и формировалась в условиях начинающегося похолодания раннеярваской ледниковой эпохи. Установленная флора свидетельствует о холодных и влажных климатических условиях (криогигратическая стадия).

Среднеярваская подсвита

Как известно, у исследователей нет единого мнения относительно стратиграфического ранга и палеоклиматического значения средневалдайского—среднеярваского этапа. Одни авторы рассматривают этот этап как межледниковый, другие — как интерстадиальный с неоднократными колебаниями климата.

Суммируя все имеющиеся по северному полушарию палеонтолого-стратиграфические, изотопно-геохимические и палеогеографические ма-

териалы (Dreimanis, Raukas, 1975 и др.), можно заключить, что в планетарном масштабе это потепление носило интерстадиальный характер. Однако не исключена возможность наличия отдельных разрезов межледникового типа, климатический оптимум которых можно сравнить с современным.

В местной схеме в качестве среднеярваских отложений условно рассматриваются некоторые межморенные интерстадиальные или интерфазиальные отложения (Савала, Вяэна-Йыэсуу, Пеэду, Харимяэ, Отепя), содержащие переотложенные из пранглиских межледниковых отложений пыльцевые зерна и споры. В них присутствуют также в большом количестве пыльца и споры местной (?) перигляциальной растительности, которая по своему характеру не увязывается ни с типичной мезофильной флорой раннеледниковья, ни с типичной ксерофильной флорой позднеледниковья валдайского оледенения, и явно занимает промежуточное положение между этими флорами. Следует, однако, отметить, что палинологическая интерпретация этих отложений не всегда увязывается с условиями залегания. Нередко они покрыты несколькими моренами (например, в Валгута, с. 120; Савала, с. 83; Харимяэ, с. 110; Отепя, с. 124 и др.), накопление которых трудно приурочить только к позднеярваскому времени. К тому же описанные среднеярваские разрезы по палинологическим данным и условиям залегания надежно не коррелируются. Возможно, что в течение длительного среднеярваского времени кратковременные потепления и похолодания менялись неоднократно, и рассмотренные межморенные отложения таким образом являются не вполне синхронными; не исключена возможность, что часть включенных в этот интервал разрезов накопилась значительно раньше или даже позже среднеярваского времени. Следует, ведь, учесть и трудности методического характера при отделении переотложенной пыльцы от автохтонной. Поэтому стратиграфическое положение всех включенных в среднеярваскую свиту разрезов требует еще дальнейшего изучения, также, как и условия залегания Карукюлаского разреза (см. с. 136), который раньше рассматривался в качестве стратотипа средневалдайского межледниковья (Пуннинг и др., 1967).

Верхнеярваская подсвита

Отложения верхнеярваской подсвиты представлены мореной, синевато-серой и некарбонатной в предглинтовой области, серой сильнокарбонатной на коренных карбонатных породах Северной Эстонии и красно-бурой мало- или среднекарбонатной в южной части Эстонии (Орвику, 1958б и др.), флювиогляциальными песками и галечниками, озерно-ледниковыми ленточными глинами и алевритами, разнозернистыми отложениями Балтийского ледникового озера и реже другими (эоловыми, аллювиальными, гравитационными) генетическими типами. Стадиальные и межстадиальные слои фазы наступания позднеярваского ледника в основном не сохранились. Зато хорошо сохранились отложения и формы рельефа фазы отступания ледника. В целом на территории Эстонии можно говорить о пяти разновозрастных зонах краевых образований: хааньяской, отепяской, сакалаской, пандивереской и паливереской (Раукас, 1972). Дегляциация Эстонии происходила приблизительно в промежутке около 13 200—11 000 лет

назад, и почти целиком входит в рамки готигляциала (Серебрянный, Раукас, 1966).

Ход отступания ледника с территории Эстонии и образовавшиеся в то время отложения и формы рельефа изучены довольно хорошо. Так как эти отложения находятся в сфере интенсивной хозяйственной деятельности человека, то помимо сводной схемы четвертичных отложений (табл. 7) была составлена еще более подробная схема позднеледниковых отложений (табл. 8), автором которой является Р. Пиррус. За позднеледниковье последнего оледенения для Эстонии условно принят отрезок времени начиная от рауниского межстадиала (около 13 500 л. н.) до конца позднего дриаса (до начала голоцена).

В Южной Эстонии, где ледник начал отступать раньше, позднеледниковые отложения верхнеярваской подсвиты более древние, чем в северной части республики. В предыдущей главе уже отмечалось, что в Южной Эстонии, особенно на Отепяской и Хааньяской возвышенностях имеются разрезы (Куренурме, Камера, Пеэтрусе, Вийтка и др.), где в красновато-бурой морене или под ней найдены линзы, гнезда и маломощные слои глинистых и алеврито-песчаных отложений, содержащих субфоссильные моллюски и растительные остатки (гипновые мхи, мелкие веточки полярной ивы и карликовой березы), и, видимо, более древние, чем надморенные. Некоторые образцы органики из этих разрезов датированы радиоуглеродным методом, однако полученные результаты (в основном в пределах 11—15 тысяч лет) противоречивы и мало способствуют стратиграфическому расчленению отложений. Наиболее надежным в этом отношении является разрез Куренурме (см. с. 118), где органогенные отложения, залегающие под мореной на глубине 5—10 м, представлены прослойками и включениями растительных остатков, радиоуглеродный возраст которых — $12\,650 \pm 500$ (TA-57) и $12\,420 \pm 100$ (Tln—35) лет (Лийва и др., 1966; Ильвес и др., 1974) — соответствует в геохронологической шкале бёллингу.

Палинологические данные по отмеченным выше межморенным или подморенным отложениям очень малочисленны и недостаточны. Их стратиграфическое положение неясное и требует дальнейшего изучения. Можно лишь предположить, что возраст рассмотренных внутриморенных или подморенных отложений неодинаковый, и они образовались отчасти в условиях мертвого льда.

Подморенные песчано-глинистые отложения, содержащие пыльцу главным образом лесной растительности, вероятно в значительной мере переотложенную, установлены и в Северной Эстонии, например на острове Суур-Пранглн (Kajak, 1961). Исходя из расположения и строения разреза (см. с. 77), можно предположить, что подморенные отложения накопились здесь в раннем аллереде.

Мощность надморенных позднеледниковых отложений достигает 25 м и обычно не превышает 10 м. Из них наиболее мощные флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения. Возраст наиболее древних палинологически обоснованных надморенных позднеледниковых отложений в Эстонии среднедриасовый (DR_2).

В Южной Эстонии, где ледник начал отступать раньше, среднедриасовая ступень представлена более полными разрезами, чем в Северной Эстонии, где можно установить лишь самые верхи ее.

Дальнейшее палинологическое обоснование стратиграфического под-

Таблица 8

Стратиграфическая схема позднеледниковых отложений Эстонии

Подсвита	Стадиал (хронозона)	Ступень (палинозона)	Палинологическая характеристика	Характерные отложения	Мощность отложений в *см*		Типичные разрезы	Датировки радиоуглеродного возраста и характерные краевые ледниковые зоны	Абсолютная хронология в тыс. лет
					макс.	ср.			
верхнеярваская	субарктический	верхний дриас DR_3	Травянистые растения — 60%. Древесные породы (сосна, береза, ель в малом количестве) — 50%. *Betula nana* L. 40%. *Artemisia* — 70%, *Chenopodiaceae* — 20%. Преобладают тундровые растения, степные ксерофиты и галофиты.	алевриты и пелиты, часто содержащие остатки гипновых мхов	395	180	Визузи Хальяла Кунда		10 200
		аллерёд AL	Древесные породы — 90%, береза — 20%, ель — 6% (Хальяла — 15%). *Betula nana L.* в Южной Эстонии — 6%, в Северной Эстонии — 18%. Травянистые растения — 10%. Древесные породы — 80%. Сосна — 60%, береза — 40%, ель — 4%. *Betula nana L.* — 20%. Травянистые растения — 20%. В малом количестве присутствуют тундровые виды, ксерофиты и галофиты.	алевриты и пелиты, местами содержащие черные гнезда и прослойки разложившегося органического вещества и редкие растительные остатки	380	180	Визузи	Краевые образования зоны Паливере	10 800
		средний дриас DR_2	Травянистые растения — 30%. Древесные породы и кустарники (сосна, береза, ель, ольха, лещина) — 60%. Большинство из древесных пород переотложено. *Betula nana L.* — 40%. Много пыльцы ксерофильных, галофильных и тундровых пионерных растений.	алевриты, пелиты и ленточные отложения	1800	800	Визузи Выру	Краевые образования зоны Пандивере	11 700

Таблица 8 (продолжение)

Подсвита	Стадиал (хронозона)	Ступень (палинозона)	Палинологическая характеристика	Характерные отложения	Мощность отложений в *см*		Типичные разрезы	Датировки радиоуглеродного возраста и характерные краевые ледниковые зоны	Абсолютная хронология в тыс. лет
					макс.	ср.			
	арктический	бёллинг BÖ		подморенные или включенные в морену линзы и гнезда алевритов и песков с растительными остатками в Южной Эстонии				12 200 Краевые образования зоны Сакала Краевые образования зоны Отепя Куренурме 12 420 ± 100 TIn-35 Куренурме 12 650 ± 500 TA-57 Краевые образования зоны Хаанья.	12 700
		нижний дриас DR_1							

разделения континентальных надморенных позднеледниковых отложений Эстонии приводится по Р. Пиррус, а по отложениям Балтийского ледникового озера — согласно Х. Кессел (Каяк и др., 1976; Кессел, 1975; Кессел, Порк, 1971).

Среднедриасовые отложения (DR_2)

Отложения среднего дриаса нередко представлены озерно-ледниковыми ленточными глинами, алевритами и песками с ленточнообразной ритмичной горизонтальной слоистостью. В верхней части этих отложений слоистость обычно неритмичная, особенно в Южной Эстонии. Нижняя граница среднего дриаса на территории Эстонии не улавливается.

Отложения среднего дриаса всегда содержат пыльцу и споры, переотложенные из более древних отложений, преобладающих в нижней части. Пыльца лещины, широколиственных, ольхи, ели и отчасти древовидных берез и сосны явно переотложена. Автохтонно залегает, вероятно, лишь часть пыльцы травянистых растений, карликовой березы, ивы, в меньшей степени папоротников и плаунов. В верхней части отложений среднего дриаса содержание переотложенной пыльцы и спор значительно уменьшается.

Среди пыльцы травянистых растений обычно преобладает пыльца полыней (в основном 40—60%), реже (Реммески) осоковых. Количество пыльцы маревых 10—20%, а в разрезе Хальяла до 32%. Споры представлены главным образом гипновыми мхами.

Ксерофильные и мезоксерофильные растения представлены пыльцой разных видов маревых, полыней, *Ephedra* и мезоксерофильного кустарника *Hippophae rhamnoides* L. (в верхней части палинозоны).

Из тундровых растений кроме значительного количества пыльцы карликовой березы обнаружена пыльца *Dryas octopetala* L., *Rubus chamaemorus* L. и спор *Selaginella selaginoides* L. (Link), *Botrychium boreale* (Fr.) Milde, *Lycopodium pungens* La Pyl.

Аллередские отложения (Al)

Аллередские отложения представлены разными генетическими типами. В алевритах и пелитах озерного генезиса местами встречаются темные гнезда и прослойки с разложившимся органическим веществом. Нижняя граница аллереда устанавливается по падению кривых пыльцы травянистых растений и карликовой березы, а также по уменьшению пыльцы ксерофитов и галофитов. Хорошая сохранность и обилие пыльцы и спор, а также закономерный ход спорово-пыльцевых кривых свидетельствуют о залегании спор и пыльцы в основном in situ.

Количество пыльцы древесных пород в аллередских отложениях составляет 70—80%, а во время климатического оптимума доходит до 90%. Среди пыльцы древесных пород содержание пыльцы сосны увеличивается снизу (50—70%) вверх (88—90%). Соответственно уменьшается и количество пыльцы березы. Пыльцы ели в аллереде мало, обычно до 7%, и лишь в отдельных случаях (Хальяла) доходит до 15%. Пыльцы ольхи содержится лишь несколько процентов, пыльцы карликовой березы в основном около 20%. В отложениях климатического оптимума количество последней составляет в разрезах Южной Эстонии до 6%, а в разрезах Северной Эстонии до 18%.

Пыльца травянистых растений составляет 10—15%, а в отложениях

климатического оптимума лишь несколько процентов. По сравнению со средним дриасом изменяется также их состав. Содержание пыльцы полыней (в основном 26—40%) и маревых (10—15%) несколько уменьшается, а осоковых и злаковых возрастает. Количество пыльцы степных ксерофитов, галофитов и тундровых видов уменьшается до единичных зерен. В большом разнообразии встречается пыльца болотных и луговых мезофильных травянистых растений.

Пыльца травянистых растений составляет 10—15%, а в отложениях климатического оптимума лишь несколько процентов. По сравнению со средним дриасом изменяется также их состав. Содержание пыльцы полыней (в основном 26—40%) и маревых (10—15%) несколько уменьшается, а осоковых и злаковых возрастает. Количество пыльцы степных ксерофитов, галофитов и тундровых видов уменьшается до единичных зерен. В большом разнообразии встречается пыльца болотных и луговых мезофильных травянистых растений.

Среди спор господствуют споры гипновых мхов. Обнаружены споры хвощей и разных видов плаунов (*Lycopodium clavatum* L., *L. selago* L., *L. complanatum* L.)

В разрезах Выру и Визузи, ниже отложений климатического оптимума аллереда, количество пыльцы травянистых растений и карликовой березы несколько увеличивается, а пыльцы древесных пород уменьшается. Возможно, что это небольшое похолодание соответствует времени формирования отложений краевых сбразований зоны Паливере.

Верхнедриасовые отложения (DR_3)

Континентальные отложения верхнего дриаса представлены разными терригенными отложениями, часто озерными алевритами, пелитами и песчанистыми алевритами с прослойками и рассеянными остатками гипновых мхов. Нижняя граница устанавливается по резкому повышению содержания пыльцы травянистых растений и карликовой березы, а также по возрастанию общего количества видов и содержания пыльцы ксерофитов и галофитов.

Для верхнедриасовых отложений характерны высокое содержание пыльцы травянистых растений (40—60%) и относительно небольшое количество (40—50%) древесных пород. Содержание пыльцы полыней в разрезах Северной Эстонии находится в пределах 60—70% и в отдельных случаях доходит до 80%, а в разрезах Южной Эстонии они составляют 40—50%; постоянную кривую образует пыльца осоковых и злаков.

В разных количествах (10—20%) встречается пыльца мезоксерофильных и ксерофильных маревых. Присутствует пыльца ксерофита *Ephedra*, ксерофильных видов полыней и мезоксерофита *Hippophae rhamnoides* L. Пыльца галофитов встречается часто. Из них Р. Пиррус определены следующие виды: *Salsola kali* L., *Salicornia herbaceae* L., *Salsola foliosa* L., *Kochia prostrata* (L.) *Schrad, Chenopodium chenopodioides* L.

Группа тундровых растений представлена пыльцой карликовой березы (25—40%) и *Dryas octopetala* L., *Rubus chamaemorus* L., *Ericaceae*, а также спорами *Selaginella selaginoides* (L.) Link., *Lycopodium pungens* La Pyl., *Lyc. alpinum* L. Здесь также встречается пыльца тех же луговых, болотных и водных растений, отмеченных в аллередских отложениях, но в меньших количествах. Интересно отметить, что в раз-

резах Южной Эстонии пыльца березы преобладает над пыльцой сосны, а в разрезах Северной Эстонии наоборот. Во всех разрезах количество пыльцы сосны вверх по разрезу увеличивается. Пыльца ели обычно кульминирует в нижней (Выру — 13%), реже (Реммески — 20%) в верхней части отложений верхнего дриаса.

В позднем дриасе, в интервале примерно от 10 800 до 10 200 лет назад, происходило также накопление отложений Балтийского ледникового озера. Эти отложения подразделяются по геоморфологическим данным на пять ступеней (Кессел, 1975). Из них наиболее четкая III ступень (B_{III}), возраст которой примерно 10 600—10 400 лет.

Донные и лагунные глинисто-алевритовые отложения Балтийского ледникового озера характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами верхнего дриаса (DR_3). В донных и лагунных отложениях этого стадиала содержание пыльцы древесных пород доходит до 50%, травянистых растений — до 40% и спор до 10%. Среди диатомовых преобладают пресноводные формы (около 85%), значительно меньше (до 5%) солоноводных форм.

Прибрежные песчано-гравийные отложения III ступени Балтийского приледникового озера залегают трансгрессивно и прослеживаются на Пандивереской и Сакалаской возвышенностях на абсолютных отметках соответственно 67 и 38 м.

По надморенным позднеледниковым отложениям Эстонии радиоуглеродных датировок имеется немного, и они, к сожалению, не позволяют объективно оценить возраст отложений. Определения выполнены в разрезах Кунда и Лообу по растительным остаткам (гипновый мох) из глинистых алевритов, залегающих в верхах слоев верхнего дриаса, непосредственно под озерной известью. Возраст этих отложений, определенный в разрезе Кунда в 11 690 ± 150 лет (ТА-194) (Пуннинг, 1969), видимо, несколько завышен.

Из разреза Лообу имеются две датировки расположенных друг над другом образцов. Возраст верхнего образца определен в 13 970 ± ± 115 лет (ТА-137) и нижнего — в 14 725 ± 260 лет (ТА-138) (Пуннинг и др., 1968). Приведенные цифры несомненно завышены, что можно объяснить обогащением образцов более древним углеродом (Пуннинг, 1970). Это вполне вероятно, так как оба разреза находятся на выходах ордовикских известняков.

Из изложенного следует, что несмотря на достигнутые успехи, местная стратиграфическая схема плейстоценовых отложений Эстонии содержит еще много пробелов и противоречий. Дальнейшее усовершенствование ее является первоочередной задачей исследования четвертичной геологии территории Эстонской ССР. Для успешного решения ее необходимо провести бурение в опорных районах и одновременно повысить качество бурения, а также и усовершенствовать методы анализа. Следует повысить надежность изотопно-геохимических методов датирования и эффективность комплексных литологических исследований, с тем, чтобы более обоснованно коррелировать палеонтологически немые толщи. Необходимо также шире внедрять карпологический метод, комплексное палеонтологическое (палинологическое и микропалеонтологическое) исследование моренных отложений и видовые определения спор и пыльцы. Немало интересных сведений могут дать также палеомагнитные и термолюминесцентные исследования терригенных плейстоценовых отложений, хотя здесь предстоит еще немало трудностей методического характера.

6. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

6.0. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

В разных странах мира разработано большое число классификаций морских и континентальных отложений четвертичного возраста, основывающихся на разных классификационных принципах (генезисе, вещественном составе, текстурах и т. д.). По существу основой литологического изучения отложений и палеогеографического анализа, а также разработки прикладных вопросов является выделение генетических типов, т. е. классификация отложений по генезису. При описании плейстоценовых отложений, распространенных на рассматриваемой территории, нельзя было полностью использовать ни одну из существующих классификационных схем генетических типов. Автору пришлось разработать свою классификацию (табл. 9), которая лучше характеризует развитые на этой территории разнообразные отложения и их сообщества. При этом автор не претендует на создание какой-либо качественно новой генетической классификации отложений, а рассматривает ее лишь как уточнение уже имеющихся схем и приспособление их к конкретной обстановке Эстонии.

Предложенная автором в настоящей книге классификация, как и другие отечественные классификации, появившиеся в последние десятилетия, основывается на учении о генетических типах отложений. Разработка генетических типов, как известно, является заслугой прежде всего А. Павлова (1888, 1898), Н. Николаева (1946, 1948) и Е. Шанцера (1948, 1950, 1966, 1968). В основе понятия о генетических типах отложений, выдвинутого А. Павловым, лежит представление о типе геологического процесса, порождающего определенный тип отложений, причем каждому из них отвечает своя особая динамическая форма аккумуляции, выражающаяся в структуре и текстуре пород, в характере контактов, форме геологических тел и в составе пород (Фролов, 1968 и др.). При этом понятие «генетический тип» является одновременно динамико-геологической и историко-геологической категорией (Шанцер, 1964, 1966).

Наиболее подробно генетические типы континентальных отложений до сих пор были рассмотрены в работах Е. Шанцера (1966 и др.). Но, к сожалению, он не дал вполне четко сформулированного определения понятия генетического типа, что привело к довольно свобод-

ному истолкованию этого термина многими исследователями. По его формулировке (Шанцер, 1966, с. 14), «в разные генетические типы объединяются отложения или вообще комплексы осадочных образований, играющие качественно различную роль в строении и истории формирования осадочного покрова суши и генетически связанные с такими исторически обусловленными естественными сочетаниями процессов выветривания, денудации и осадконакопления, которые оставляют свои особые, четко распознаваемые черты в эволюции рельефа и преобразовании лика земной поверхности». Предложенное Е. Шанцером определение чересчур сложное, и в нем недостаточно подчеркнута руководящая роль определенных динамических форм аккумуляции в формировании генетических типов отложений. К тому же он неоправданно использует понятие «генетический тип» только применительно к континентальным образованиям, на что уже раньше обратили внимание Г. Крашенинников (1968), О. Суздальский (1969), В. Фролов (1968) и др. Исходя из сущности идей А. Павлова, Н. Николаева и Е. Шанцера, автор данной работы в качестве генетического типа рассматривает отложения или осадочные образования, возникшие в результате проявления определенной динамической формы аккумуляции и играющие качественно различную роль в строении и истории формирования осадочного покрова.

Генетические типы отложений в предлагаемой автором классификации (табл. 9), как и в классификации Е. Шанцера (1966), объединяются в парагенетические подгруппы, группы, ряды и, по мере необходимости, подразделяются на более мелкие таксономические единицы (фации и субфации). Например, исходя из особенностей движения ледников, в основной морене можно выделять динамические фации пластического течения (монолитная морена), крупных отторженцев и движения льда по линиям надвигов (чешуйчатая морена), а также ряд субфаций (Лаврушин, 1970б). В абляционной морене в то же время можно выделить фации пассивного и мертвого льда (Rzechowski, 1969) и т. д.

При описании четвертичных отложений целесообразно выделить еще литогенетические типы и литологические разновидности отложений. Литогенетический тип, согласно Е. Шанцеру (1966), — это тип осадка, отличающегося по характеру динамики среды накопления, а соответственно этому и по своим текстурным и структурным признакам и вещественному составу. Например, в качестве особого литогенетического типа основной морены можно рассматривать локальную (местную) морену, залегающую непосредственно на коренных породах. Морена эта образовалась при выпахивании ледника и отлагалась в непосредственной близости от того места, где материал был оторван от материнских пород, т. е. он не был заметно транспортирован ледником. Обломки коренных пород в этой морене совершенно неокатаны или окатаны слабо. У локальной морены отсутствует ориентировка валунов и галек, столь характерная для типичной основной морены.

В качестве литогенетических типов можно рассматривать также слоистые (или псевдослоистые) или сланцеватые основные морены (табл. XIII, 21—22), которые оседали в специфических динамических условиях, отражающихся в их текстуре, структуре и вещественном составе.

В качестве литологической разновидности выделяются отложения с разным литолого-минеральным составом, обусловленным в основном

не результатом динамических различий в процессе оседания, а прежде всего составом исходных пород и последующей механической и минеральной дифференциацией отложений (например, суглинистая и супесчаная морены, флювиогляциальные отложения с преобладанием обломков местных карбонатных пород, отложения с четкой ассоциацией каких-либо групп минералов и т. д.).

Необходимо отметить, что большинство генетических типов отложений образовались под влиянием ряда геологических агентов и поэтому помещать их в одну или другую парагенетическую группу или ряд можно лишь весьма условно. Например, подводно-ледниковые и айсберговые морены могут рассматриваться или в гляциальном или в водном парагенетическом ряду, отложения вечной мерзлоты — или в гляциальном, или в элювиальном и т. д. Спорным является иерархия отложений в генетических классификациях. Например, Е. Шанцером (1966) отложения подземных вод выделяются в самостоятельный парагенетический ряд, а органогенные отложения в виде торфов рассматриваются лишь как парагенетическая группа элювиального ряда. Таких примеров можно привести множество, но в практической работе принципиального значения они не имеют.

6.1. ОТЛОЖЕНИЯ ЭЛЮВИАЛЬНОГО ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО РЯДА

В плейстоценовой толще Эстонии отложения элювиального ряда пользуются относительно ограниченным распространением и мало изучены. Элювиальный ряд, как отмечает Е. Шанцер (1966), резко противоречит всем остальным континентальным образованиям, поскольку относящиеся к нему образования вообще не являются отложениями в строгом смысле слова. Но в элювиальном процессе все же содержатся некоторые элементы хемогенного осадкообразования, и из него черпается материал, дающий начало другим генетическим типам.

Под элювиальными, или остаточными, отложениями в практической повседневной работе обычно рассматриваются образования, представляющие собой оставшиеся на месте продукты выветривания и выщелачивания коренных пород атмосферными агентами. Но данная трактовка, конечно, не охватывает все особенности элювия. Е. Шанцер (1966) подчеркивает, что любая, даже самая мощная кора выветривания может быть названа одновременно элювием. По его трактовке, элювий — это общее наименование всех специфических минеральных ассоциаций, из которых состоит кора выветривания.

Неправильно было бы ограничить понятие «элювий» также только образованиями, возникшими путем изменения коренных пород. Элювий может развиваться на любых породах и отложениях. В связи с этим большой интерес представляет классификация типов коры выветривания Б. Полынова (1934), согласно которой элювиальные отложения могут быть ортоэлювиальными или первичными, возникшими на первичных магматических породах, параэлювиальными, возникшими на осадочных породах, и неоэлювиальными, возникшими на продуктах переотложения осадочных пород, т. е. на новейших континентальных отложениях. На территории Эстонии встречается плейстоценовый элювий лишь двух последних групп, которые по характеру элювиального процесса и возникающим образованиям здесь существенно отличаются.

Ввиду пенепленизированного равнинного рельефа, способствовавшего сохранению продуктов выветривания на месте, и широкого развития легковыветривающихся коренных пород в виде известняков, доломитов и песчаников, элювиальные процессы во все межледниковые и межстадиальные этапы в коренных породах были несомненно широко развиты. Этому способствовали еще малая мощность рыхлого покрова (особено в Северной Эстонии) и густая сеть трещин, благодаря которой создались благоприятные условия для широкого распространения поверхностного и глубинного карста, а также для грубообломочного щебенистого и дресвянистого остаточного элювия. Ведущую роль в развитии элювия на протяжении межледниковых этапов играли химическое выветривание и карстовые процессы, а в ледниковые — физическое, особенно морозное выветривание.

Плейстоценовые элювиальные образования и карстовые формы в большей части были уничтожены ледником последнего оледенения или погребены под ледниковыми отложениями; часть подземных карстовых полостей была также заполнена глинисто-песчаным материалом (Хейнсалу, 1959 и др.). Лишь местами неровности ложа консервировались неподвижным льдом и донными отложениями ледника, что привело к уменьшению роли экзарации. Об этом говорят, например, наблюдения К. Орвику (Orviku, 1929) в окрестности Ухаку, близ г. Кивиыли, где он установил, что одни и те же слои известняков ласнамяэского горизонта имеют в разных обнажениях, но на одной и той же глубине от земной поверхности различную степень выветривания.

Кроме площадного элювия в республике довольно широко распространены линейные коры выветривания, развитые по трещинам и зонам тектонических нарушений. Они более подробно изучены в Северо-Восточной Эстонии, особенно в сланцевом бассейне (Хейнсалу, Андра, 1975 и др.). Образовавшиеся здесь разнообразные трещины разновозрастные и заполнены неодинаковым по составу материалом: кальцитом и сульфидами, песчаниковым или рыхлым песчано-глинистым материалом, иногда мореной (Öpik, 1937; Хейнсалу, Андра, 1975 и др.). Кальцитовые жилы, состоящие в основном из серого или желтовато-белого кальцита с примесью кристаллов или гнезд пирита, халькопирита, галенита и сфалерита, образовались уже в досреднедевонское время. Древними являются также песчаниковые дайки, состоящие в основном из зерен кварца (около 95%) и полевых шпатов и сцементированные кальцитом и пиритом. По мнению Ю. Хейнсалу и Х. Андра (1975), они образовались на границе ордовика и силура, в поркуниское время.

Кластические дайки, заполненные мореной и рыхлым песчано-глинистым или песчаным материалом, распространены наиболее широко, и возраст их считается плейстоценовым. Основанием для выделения плейстоценовых даек является присутствие в них песка и гравия карбонатных и кристаллических пород, характерных для близлежащих плейстоценовых отложений. Особенностью этих даек является развитие их по всем системам тектонических трещин и часто сильная закарстованность стенок, видимо, происходившая не только в доплейстоценовое, но и в межледниковое время (Хейнсалу, Андра, 1975). Большинство моренных даек, по-видимому, образовались во время последнего оледенения, реже они заполнены более древними моренами. Самые молодые плейстоценовые кластические дайки (по незакарствованным трещинам) состоят из отложений Балтийского ледникового озера.

По наблюдениям Ю. Хейнсалу, мощность даек обычно колеблется в пределах 1—15 см, и чаще всего они доходят до глубины 2—5 м и более редко до 40 м.

Элювий, как известно, является субстратом, в котором развиваются почвенные процессы, а почвообразование, будучи органической составной частью формирования коры выветривания, образует верхнюю часть элювиального профиля. Межледниковые почвы в республике пока нигде не обнаружены, но местами, в частности на Сакалаской и Отепяской возвышенностях, в приконтактовой зоне двух разновозрастных морен, верхняя часть более древней морены изменена вторичными процессами. Видимо, она была преобразована в результате почвообразования и поэтому может рассматриваться как элювиальный горизонт погребенной почвы. От неизмененной морены этот горизонт отличается более светлой окраской, пониженной карбонатностью, несколько меньшим количеством глинистых частиц и легко выветривающихся минералов, а также более сильной выветрелостью других минералов.

Для выяснения характера и объема изменений морены под влиянием подзолообразовательного и дернового процессов в зависимости от интенсивности этих процессов и карбонатности отложений автором совместно с Л. Рейнтамом были детально исследованы современные дерново-подзолистые* почвы на карбонатной желто-серой, карбонатной красно-бурой и бескарбонатной красно-бурой моренах, образовавшихся в одинаковых условиях рельефа, водного режима и деятельности человека. Полученные результаты позволяют приблизительно оценить продолжительность формирования древних погребенных почв и устойчивость разных минералов в процессах гипергенеза. С другой стороны, минералы, слагающие почву, являются носителями запасов ряда питательных элементов и имеют большое значение для ее физико-химических особенностей и плодородия. Выяснение процессов превращения минералов в почвах, в свою очередь, указывает пути направленного изменения таких важных для земледелия свойств, как поглотительная способность и способность к обмену катионами, гидрофильность, набухание, липкость и др. (Зверева, 1966 и др.), что придает соответствующим исследованиям и некоторое практическое значение.

Так как результаты наших исследований изложены во многих доступных всем публикациях (Рейнтам, Раукас, 1965, 1966; Раукас, 1962б, 1965а; Reintam, Raukas, 1964a, b), то в дальнейшем основные выводы этих исследований приводятся без представления приведенных в упомянутых работах многочисленных цифровых таблиц и иллюстраций.

Как известно, все изменения в минеральном, механическом и химическом составе почв тесно связаны с изменениями состава и свойств органического вещества. Выполненными исследованиями установлено (Рейнтам, Раукас, 1965, 1966 и др.), что в связи с уменьшением карбонатности пород и углублением выщелачивания увеличивается доля свободных и связанных с подвижными полуторными окислами гумусовых веществ и уменьшается соотношение гуминовых и фульвокислот, обусловливающих разложение минеральной части почв и изменение

---

* Согласно новейшим взглядам на формирование автоморфных почв Эстонии, многие бывшие дерново-подзолистые почвы республики переименованы, и проект новой классификации (Рейнтам, 1970, 1971; Reintam, 1976 и др.) отличается большей детальностью.

количественных соотношений отдельных групп минералов. Уже в дерново-карбонатных выщелоченых почвах, предшествующих дерново-подзолистым почвам на желто-серой карбонатной морене, с появлением значительного количества фульвокислот создаются условия для разложения и миграции элементов минеральной части почв. При этом увеличение содержания фульвокислот вызывает не только интенсификацию разложения минералов, но и более заметную миграцию продуктов распада вниз.

Больше всего трудноопределяемых сильновыветрелых зерен минералов и минеральных агрегатов, гидратизированных слюд и новообразований (опал и др.) встречается в гумусовом горизонте. Сильно изменены первичные минералы также в оподзоленном горизонте. Необходимо отметить, что следы вторичных изменений более четко проявляются в песчаных, чем в алевритовых фракциях, что, видимо, объясняется постоянным пополнением мелких фракций почвы частицами минералов в результате дробления и раскалывания последних. Следует отметить, что в гумусовом горизонте, по сравнению с подзолистым, повышается содержание физической глины. При этом чем больше почва оподзолена, тем больше глины образуется за счет пылеватых фракций. Отсюда следует, что первичные минералы в ходе почвообразования подвержены сильному изменению (Парфенова, Ярилова, 1960).

Если в слабооподзоленной почве максимум содержания циркона обычно встречается в верхней части профиля, то с усилением подзолистого процесса он наблюдается уже в иллювиальном горизонте (Рейнтам, Раукас, 1966). Увеличение относительного содержания циркона, минералов метаморфических пород (ставролит, андалузит), слюд и хлоритов в горизонте В наблюдается как в некоторых дерново-подзолистых почвах на красно-бурой морене, так и в дерново-карбонатных выщелоченных и оподзоленных почвах на желто-серой карбонатной морене. За редкими исключениями, максимум слюд встречается в горизонте В всех почв, а относительное содержание циркона в дерново-слабоподзолистой почве и в песчаных почвах, подстилаемых суглинками, с глубиной уменьшается. В почвах, образовавшихся на двухчленных породах, максимум ставролита, андалузита, а иногда даже турмалина и минералов группы рутила наблюдается в нижней части подзолистого горизонта, сформировавшегося на стыке слоев различного механического состава (Рейнтам, Раукас, 1966). За исключением почв на двухчленных породах, содержание эпидота, цоизита и клиноцоизита обычно уменьшается в поверхностных горизонтах. Некоторые авторы (Лукашев, Астапова, 1970) указывают на возможность новообразования цоизита в почвенных горизонтах, о чем будто бы свидетельствует появление идиоморфных таблитчатых зерен его в мелкоалевритовой фракции этих горизонтов. По нашему мнению, накопление зерен цоизита происходит все же за счет дробления более крупных минеральных образований. В пользу этого предположения говорит тот факт, что наряду с идиоморфными кристаллами в мелкоалевритовой фракции наблюдаются также свежие неидиоморфные зерна цоизита.

Одновременно с относительным накоплением более крупных частиц в поверхностных горизонтах дерново-подзолистых почв отмечается относительное накопление пироксенов и амфиболов в оподзоленной части почвенного профиля. В то же время здесь уменьшается содержание гранатов, причем различия между почвенными горизонтами и породой сильнее выражены у более оподзоленных почв (Рейнтам, Раукас, 1966).

В связи с увеличением содержания подвижных гумусовых веществ, а также степени оподзоленности и в гумусовом горизонте наблюдается относительная концентрация амфиболов, стойких в кислой среде.

Карбонатные минералы полностью или почти полностью удаляются из почвенных горизонтов дерново-подзолистых почв. В более заметном количестве они сохраняются лишь в дерново-карбонатных выщелоченных и оподзоленных почвах, являющихся в общем генетическом ряду предшественниками дерново-подзолистых почв на желто-серой карбонатной морене (Рейнтам, Раукас, 1966).

В связи с повышением карбонатности морены увеличивается содержание крупного и среднего песка в механическом составе почв (Рейнтам, 1957; 1962). Это объясняется тем, что карбонаты сосредоточены в основном в алевритовых фракциях, а их разложение и удаление нисходящими потоками вызывает относительное увеличение количества песчаной фракции. Вследствие более благоприятных фильтрационных условий процесс подзолообразования развит здесь более слабо (по причине быстрого удаления гумусовых кислот нисходящими потоками воды), чем в почвах на мелкопесчаных или алевритовых разновидностях красно-бурой морены.

Наряду с общей тенденцией увеличения содержания более крупных и уменьшения содержания более мелких частиц в поверхностных горизонтах увеличение степени оподзоливания вызывает уменьшение содержания ила в горизонтах A_1 и A_2 и увеличение его в горизонте В. Аккумуляция ила в иллювиальном горизонте наблюдается как в дерново-слабо-, так и в дерново-среднеподзолистых почвах, причем она более заметно выражена при увеличении карбонатности морены. Идет ли новообразование глины в иллювиальном горизонте, или оно связано с процессом иллимеризации (лессиважа), пока не выяснено. Но все же данные химического анализа почв позволяют предполагать последнее (Рейнтам, Раукас, 1965).

Минералы в горизонтах почв и в красно-бурой морене обычно покрыты красноцветной пленкой гидроокислов железа. Последняя более слабо выражена в оподзоленных горизонтах и уменьшается в связи с развитием подзолообразования. При этом прямой зависимости между интенсивностью пленки и содержанием рудных минералов в почве не наблюдается (Рейнтам, Раукас, 1966).

В горизонтах A_2B и В дерново-слабоподзолистой почвы, образовавшейся на красно-бурой карбонатной морене, наблюдается накопление окислов и гидроокислов железа в мелкопесчаной фракции, с увеличением же степени оподзоленности содержание этих минералов уменьшается в верхней части профиля. В дерновых средне- и сильно-оподзоленных почвах, образовавшихся на бескарбонатной красно-бурой морене или на двучленных породах, содержание гематита и красноцветных окристаллизованных гидроокислов железа особенно явно увеличивается в горизонте В, а во многих случаях также и в подгумусовом палево-желтом элювио-иллювиальном горизонте A_2B_1. Таким образом, в профиле некоторых почв наблюдаются два максимума содержания гематита и гидроокислов железа, может быть в результате буроземообразования в атлантическом периоде послеледникового времени (Рейнтам, Раукас, 1966). В дерново-карбонатных почвах, образовавшихся на желто-серой морене, верхние горизонты обедняются рудными минералами в связи с формированием оподзоленного профиля; их накопление в горизонте В слабо выражено, но возрастает с усиле-

нием подзолистого процесса. В целом в иллювиальном горизонте часто наблюдается минимум содержания тяжелых минералов (Рейнтам, Раукас, 1965), в большинстве случаев в 1,5—2 раза меньше, чем в исходной породе (Лукашев, Астапова, 1970).

Наличие в почвенных горизонтах минералов, содержащих закисное железо (магнетит, ильменит), с глубиной уменьшается, и лишь в почвах на двучленных породах происходит повышение относительного содержания их на стыке горизонтов различного механического состава. В более оподзоленных почвах, образовавшихся на красно-бурой бескарбонатной морене, в случае застоя верховодки наблюдается повышение содержания магнетита и ильменита в подзолистом или в иллювиальном горизонте. Максимум этих минералов довольно часто находится в оподзоленном горизонте, свидетельствуя о том, что в образовании дерново-подзолистых почв восстановительные процессы играют немалую роль (Рейнтам, Раукас, 1966).

Термический анализ глинистой фракции дерново-подзолистых почв указывает во всех случаях на преобладание гидрослюдистых минералов; возможно и на присутствие смешанослойных монтмориллонит-гидрослюдистых минералов. Небольшая эндотермическая остановка при температуре 300—400° указывает на содержание окристаллизованных гидроокислов железа, более заметно выраженное в горизонте В дерново-средне- и сильноподзолистых почв (Рейнтам, Раукас, 1966).

Исследования Т. Зверевой (1964а, б) по дерново-карбонатным почвам Эстонии показали, что в элювии известняков близ Раквере имеется только один глинистый минерал — диоктаэдрическая гидрослюда. В залегающей карбонатной морене (горизонт С) появляется еще каолинит, а в горизонтах A_1 и ВС, наряду с указанными минералами — вермикулит. В горизонте A_0 обнаружен минерал с хлоритоподобной структурой.

Таким образом, в процессе выветривания и почвообразования гидрослюда в карбонатной морене частично переходит в вермикулит, а последний в условиях нейтральной или слабокислой среды верхнего горизонта и наличия в почвенном растворе магния, а также, возможно, алюминия переходит в хлоритизированный вермикулит. Сочетание гидрослюды и хлорита свойственно многим карбонатным почвам республики (Оя, 1975), но хлорит, как известно, в кислых горизонтах оподзоленных почв неустойчив и, теряя часть магния, превращается в вермикулит. Нередко наблюдаются также превращения слюдистых минералов в гидрослюдистые и последних через смешанослойные образования в монтмориллонит. При этом наибольшее изменение глинистых минералов характерно для дерново-сильноподзолистых почв. Первичные минералы с каркасной решеткой разрушаются до простых окислов, которые выносятся в нижнюю часть профиля, где возможен синтез глинистых минералов типа аллофана (Зверева, 1966).

Накопление гематита, окристаллизованных гидроокислов железа и слюд в иллювиальном горизонте большинства исследованных дерново-подзолистых почв коррелируется с накоплением здесь ила и полуторных окислов (Рейнтам, Раукас, 1966). В то же время в оподзоленных горизонтах (A_2B или A_2) наблюдается заметное уменьшение содержания ила, окислов и гидроокислов железа и увеличение содержания более крупных механических элементов, а также связанных с ними пироксенов и амфиболов. При увеличении содержания ила в горизонте В желто-серой морене значительную роль, видимо, играет переме-

щение минеральных коллоидов путем лессиважа. Это подтверждается тем, что уменьшение содержания первичных полевых шпатов в иллювиальном горизонте почв на красно-бурой бескарбонатной морене более заметно, однако аккумуляции ила здесь не наблюдается (Рейнтам, Раукас, 1966).

Изменения в минеральной части почв сопровождаются всегда повышением всех видов кислотности и уменьшением содержания обменных оснований. Как у почв на карбонатной желто-серой морене, так и у почв на красно-бурой морене наблюдается интенсификация миграции полуторных окислов из поверхностных горизонтов и увеличение аккумуляции последних в горизонте В в связи с повышением кислотности и развитием почвообразовательных процессов, причем особое значение приобретает обесжелезнение (Reintam, Raukas, 1964a, b).

Таким образом, все рассмотренные изменения мелкодисперсной составляющей почв становятся более заметными в связи с уменьшением карбонатности морен и интенсификацией почвообразующих процессов. Лишь накопление ила в горизонте В ярче выражено на карбонатных моренах.

На основании многочисленных данных о количественных соотношениях и степени выветривания минералов в исходной породе и разных почвенных горизонтах можно прийти к заключению (Раукас, 1965а), что в группу очень устойчивых и устойчивых (относительно подзолообразовательного и дернового процессов) минералов следует отнести кварц, циркон, турмалин, рутил, брукит, анатаз, топаз, корунд, ильменит, магнетит, гематит, лейкоксен, титанит, гранат, ставролит, дистен, андалузит и силлиманит, а в группу умеренно устойчивых — биотит, мусковит, кислые плагиоклазы и калиевые полевые шпаты, амфиболы и минералы группы эпидота и, наконец, в группу малоустойчивых — пироксены, пирит, кальцит, доломит, средние и основные плагиоклазы, гипс, оливин и апатит.

Степень выветрелости очень устойчивых и устойчивых минералов в исходной породе и почвенных горизонтах мало отличается. Местами на поверхности минералов этих групп (особенно часто на зернах кварца) наблюдаются субмикроскопические и кавернодобные мелкие углубления растворения и выщелачивания. В отдельных случаях обнаружена лимонитизация ильменита и магнетита и т. д.

Более существенные изменения отмечаются в группе умеренно устойчивых минералов. Минералы этой группы в почвенных горизонтах часто носят следы интенсивного выветривания. Так, не измененные в исходной породе зерна биотита в почвенных горизонтах характеризуются резорбированными изорванными краями. Вследствие гидратации и уменьшения содержания железа они значительно обесцвечены, что сопровождается понижением показателя преломления и величины двупреломления. Амфиболы в почвенных горизонтах либо хлоритизированы, либо покрыты бурой или темной пелитоморфной каемкой сложного состава. Полевые шпаты обычно серицитизированы и пелитизированы. Некоторые авторы (Лисица, 1970) предполагают, что серицитизация и пелитизация полевых шпатов не связаны с процессами почвообразования, а унаследованы почвами от первичных пород, служивших источником образования моренных отложений. Наши наблюдения над выветрелостью полевых шпатов в почвенных горизонтах не позволяют согласиться с этим выводом, хотя часть этих минералов в исходной морене, разумеется, также носит следы выветривания.

Слабоустойчивые минералы в почвенных горизонтах либо отсутствуют (гипс, оливин, пирит, обычно и карбонаты), либо встречаются в сильно выветрелом виде (основные плагиоклазы, пироксены, апатит).

Значительному разрушению в почвенных горизонтах подвергаются не только минералы, но и обломки пород. Быстрее всего разлагаются и частично замещаются гидроокислами железа и марганца (Repo, Winterhalter, 1968) обломки карбонатных пород. Быстро разлагаются также некоторые разновидности кристаллических пород (гнейсы, рапакиви, крупнозернистые граниты), причем разрушению обломков способствует кроме структурных и текстурных особенностей еще и их морфология. Замечено (Лукашев, Астапова, 1970), что легче всего разрушаются неокатанные или плохо окатанные обломки.

Постепенное разрушение обломков пород, в частности кристаллических, усложняет выявление закономерностей изменения механического и минерального состава в почвах. Рыхлые обломки горных пород, распадаясь на составляющие их компоненты, значительно повышают также локальный выход тяжелой подфракции и содержание минералов, характерных для выходов кристаллических пород Фенноскандии.

Учитывая вышесказанное, нам кажется, что для формирования малоотчетливого подзолистого горизонта на стыке двух разновозрастных стадиальных или фазиальных морен вполне достаточно ста лет. В почвоведческой литературе имеется немало примеров (Ремезов, Смирнова, Быкова, 1949 и др.), что заново формирующийся подзолистый горизонт становится вполне четко выраженным уже через 50—100 лет после начала нового почвообразования и уже через 200—300 лет наблюдается вполне развитый почвенный профиль. На сжатые сроки формирования таких слабо выраженных профилей указывает также неотчетливость иллювиального горизонта.

Если морена покрыта рыхлыми песчано-гравийными отложениями, то в верхней части ее нередко наблюдаются четкие следы оглеения. Несомненно, процессы оглеения отчасти развивались уже в позднеледниковое время, когда на территории республики преобладали тундровые условия. Выпавший в течение долгого зимнего периода мощный снежный покров летом при относительно низкой температуре и незначительном испарении таял медленно и почва на водоупорной морене и при мерзлых грунтах перенасыщалась влагой. Разложение минералов и слабо развитой органической части происходило медленно, и в условиях затрудненного доступа кислорода железо выделялось в закисной форме. Потом, когда плейстоценовые отложения покрывались голоценовыми, восстановительные условия сохранялись.

Отложения и формы рельефа вечной мерзлоты, т. е. криогенного элювия, в республике практически не изучены. Нередко наблюдаются криотурбации (Miidel, 1966), псевдоморфозные ледяные клинья (Miidel, 1973), заполненные песком, и нарушения первичной слоистости, вызванные, по всей вероятности, таянием мерзлых грунтов (табл. XIV, 23, 24). Имеются также сведения о структурных грунтах, например на Лайузеском друмлине (Öpik, 1938). Криогенные явления в Северной Эстонии возникли, вероятно, в позднем дриасе или несколько раньше (Miidel, 1974), в Южной Эстонии — в среднем дриасе.

6.2. ОТЛОЖЕНИЯ ОРГАНОГЕННОГО ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО РЯДА

Отложения органогенного парагенетического ряда в плейстоценовом покрове республики встречаются в виде межледниковых торфов, установленных в очень немногих местах. В позднеледниковое время органогенные отложения, за исключением маломощных прослоев с растительными остатками, не накоплялись.

Имея в виду, что торфообразование нередко постепенно замещает в пространстве и во времени почвенно-элювиальные процессы и что в торфах всегда присутствует не только аккумулятивная, но и элювиальная часть, полностью гомологичная глеевому горизонту болотных почв, Е. Шанцер (1966 и др.) рассматривает автохтонные торфяники в элювиальном парагенетическом ряду. На наш взгляд, торфообразование является вполне специфической формой осадконакопления в условиях избыточной влажности и с литогенетической точки зрения вряд ли может рассматриваться в элювиальном ряду. Если в элювиальном процессе главенствующим является выветривание, разложение автохтонного материала, то для процесса торфообразования характерна аккумуляция веществ, ассимилированных растениями. Элювиальные процессы во многом служат предпосылкой торфообразования, разлагая породы и освобождая питательные элементы, необходимые болотным растениям. Но в торфообразовании принимает участие также принесенный извне осадочный материал (эоловым и другими путями) и наблюдаются сложные взаимоотношения растительности с атмосферой. Кроме того в накопившихся органогенных отложениях происходят лишь характерные для торфяников процессы биогеохимического выветривания, диагенеза, миграции и аккумуляции элементов. Все это позволяет нам выделить органогенные отложения в виде торфяников в самостоятельный парагенетический ряд. Торфяники через заболоченные почвы, разумеется, тесно связаны с элювиальным рядом.

Межледниковые торфяники в Эстонии лучше всего представлены в местонахождениях Карукюла и Рынгу (рис. 27). Возраст их в Карукюла, вероятно, лихвинский (см. с. 136), в Рынгу — микулинский (см. с. 119).

В местонахождении Карукюла под красно-бурой мореной поздневаалдайского оледенения, примерно на глубине 1,2—2,2 м над озерным сапропелитом залегает хвощевый торф (мощностью около 30—35 см) со степенью разложения 30—50%, который, по данным анализа Х. Курм (см. Орвику, Пиррус, 1965), содержит в значительном количестве остатки *Bryales* (с видами *Drepanocladus*) и древесины. Над хвощевым торфом залегает рыхлый темно-бурый древесный торф с крупными обломками древесины, главным образом сосны. Мощность слоя древесного торфа 25—70 см. По данным анализа Х. Курм, слой древесного торфа в верхней части представлен типичным древесным торфом, степень разложения которого 55—70%, в нижней — древеснотравяным торфом со степенью разложения 45—50%. Местами между упомянутыми выше разновидностями торфа наблюдается слой переходного хвощево-древесного торфа и в древесном торфе — прослои мохового торфа и песка (Лийвранд, 1972а). В результате карпологического анализа, выполненного Ф. Величкевичем (Величкевич, Лийвранд, 1976), в разрезе Куркюла обнаружена богатая ископаемая флора, насчитывающая 60 наименований споровых, голосеменных и покрытосеменных растений.

В местонахождении Рынгу межледниковый торфяник в виде брекчированного сапропелистого торфа залегает на глубине около 2,8—5,8 м и имеет мощность до 3,3 м (Orviku, 1939). Перекрывается торф красновато-бурой мореной (1—2 м) и желтоватым песком мощностью в 2—4 м и подстилается озерным сапропелитом. По заключению К. Орвику, торф очень плотный и содержит обломки подстилающего сапропелита, что и придает ему брекчированный облик. По данным анализа П. Томсона (Thomson, 1939), в торфе содержатся обломки древесины и многочисленные остатки разных видов Bryales (*Drepanocladus*, *Scorpidium*, *Aulacomnium*, *Mnium*, *Sphagnum* cf. *S. teres*), Carex и эксоспоритов (*Aspidium thelypteris*), а также спор папоротников, сфагновых мхов и других. В свежем виде торф бурый, но в атмосферных условиях из-за окисления быстро приобретает темную, почти черную окраску. Содержание золы в торфе очень высокое, более 60%, что объясняется ее сапропелистым составом. По определениям Х. Корро (Korro, 1939), калорийность средней пробы торфа около 2000, содержание углерода в сухой массе 56,7%, водорода — 6,3%, азота, кислорода и серы — 34,1%. Удельный вес (плотность) воздушно-сухого образца торфа около 0,9 г/см^3. По элементарному составу межледниковый торф существенно не отличается от голоценового. Более четкие различия наблюдаются в физических свойствах, что объясняется ледниковой нагрузкой и переотложением материала.

6.3. ОТЛОЖЕНИЯ СКЛОНОВОГО ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО РЯДА

Отложения склонового парагенетического ряда в виде разных генетических типов коллювия (обвальные, осыпные, оползневые и солифлюкционные отложения) и делювия среди плейстоценовых отложений республики относительно широко представлены, но практически не изучены и поэтому их отличить от отложений других генетических типов бывает часто очень трудно. Несомненно, что обвально-оползневые процессы в плейстоцене широко протекали на Северо-Эстонском и Западно-Эстонском глинтах и на берегах ранне-, меж- и позднеледниковых озер, оврагов и речных долин, но соответствующие осадки были переработаны разными геологическими агентами и в большинстве случаев не сохранились.

Несколько больше сведений имеется по валдайским позднеледниковым склоновым отложениям, которые в перигляциальных условиях, до формирования почвенного и устойчивого растительного покровов, интенсивно накоплялись в холмисто-моренном рельефе. Камовый рельеф, формы которого сложены водно-ледниковым песчано-гравийным материалом, максимально был расчленен после отступания вод местных приледниковых озер и окончательного стаивания погребенного льда. Расчлененность рельефа с моренными холмами и камами с моренной покрышкой, наоборот, в связи с таянием погребенного льда из-за усиленно протекавших склоновых процессов постоянно уменьшалась. Это доказывается выполненным Р. Карукяпп и А. Контом (Karukäpp, Kont, 1976) сравнительным морфометрическим анализом молодой краевой зоны Скейдарарёкулл в Исландии и мелкохолмистого рельефа Южной Эстонии. О весьма интенсивных склоновых процессах в перигляциальных условиях свидетельствуют материалы морфометрического анализа

современной конечной морены и конечной морены возрастом 50 лет. За эти годы средний уклон дистального склона конечной морены Скейдарарёкулл уменьшился с 19°36′ до 12°6′, т. е. в среднем на 7°30′.

Наибольшее значение в перигляциальном склоновом морфогенезе несомненно имели солифлюкционные процессы. В условиях вечной, долговременной или мощной сезонной мерзлоты и при отсутствии растительного покрова мерзлотная солифлюкция происходила уже при довольно пологом рельефе. В условиях достаточного увлажнения и при наличии определенного (не менее 15—20%) количества глинистых и пылеватых частиц солифлюкционное смещение, по мнению В. Пенка (1961), возможно уже при уклонах 4—5°, и, по мнению Е. Шанцера (1966), даже при уклонах порядка 2—3°. Поэтому можно предположить, что эти процессы на территории Эстонии протекали не только в средне- и крупнохолмистом, но и в мелкохолмистом рельефе, где углы наклона обычно меньше 10°. Большое значение в солифлюкционном процессе имела солнечная радиация, обусловившая ассиметричность таяния. По этой причине юго-западные склоны форм рельефа более пологие, чем северо-восточные. Например, в Мустояском камовом поле эта разница составляет в среднем 1°24′ (Karukäpp, Kont, 1976).

Существенное рельефообразующее значение в холмистом рельефе в позднеледниковое время имели и делювиальные процессы, что отражается в кластических озерных осадках того времени (Kessel, jt., 1978). Но выявить их долю в аккумулятивных солифлюкционно-делювиальных межхолмовых шлейфах практически невозможно. Без палинологических исследований их трудно отличить также от послеледниковых делювиальных накоплений. Общая мощность межхолмовых солифлюкционно-делювиальных отложений в Южной Эстонии достигает 6—8 м. По сравнению с исходным материалом солифлюкционно-делювиальные отложения более мелкозернистые, что свидетельствует о механической дифференциации материала. Наиболее часто встречаются полосчатые, слабо наклонно- или горизонтально-слоистые алевритово-пелитовые (суглинки) или песчанистые (супеси) отложения, но нередко прослеживаются и мореноподобные, трудно отличимые от абляционной морены (flow till).

6.4. ОТЛОЖЕНИЯ ВОДНОГО ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО РЯДА

Отложения водного парагенетического ряда в плейстоценовом покрове Эстонии представлены многими генетическими типами (табл. 9) и весьма разнообразными по литологическому составу отложениями. Наиболее широко распространены, особенно среди поздневалдайских отложений, осадки озерной парагенетической группы. Видимо, очень редко встречаются подземноводные отложения, которые уверенно нигде не выделены. Поэтому на них и на возможых путях их формирования мы ниже не останавливаемся.

Таблица 9

Генетическая классификация плейстоценовых отложений Эстонии

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа	Парагенетическая подгруппа	Генетический тип
I элювиальный	А — коры выветривания		1. элювий
	Б — межледниковые и позднеледниковые почвы		1. почвы
	В — отложений вечной мерзлоты		
II органогенный	А — болотная		1. торфяники
III склоновый	А — гравитационная	а — коллювий обрушения	1. обвальные отложения 2. осыпные отложения
		б — коллювий сползания	1. солифлюкционные отложения 2. оползневые отложения
	Б — делювиальная		1. делювий
IV водный	А — отложений речных потоков (флювиальная)		1. аллювий 2. пролювий
	Б — отложений озерных водоемов (лимническая)		1. озерные отложения
	В — отложений внутренних морей	а — волновая	1. отложения прибойного потока 2. отложения участков волнения 3. остаточные накопления
		б — застойных вод	1. лагунные отложения 2. отложения западин и волновой тени

Таблица 9 (продолжение)

Парагенетический ряд	Парагенетическая группа	Парагенетическая подгруппа	Генетический тип
		в — подводно-ледовая	1. отложения льда берегового припая
		г — подводно-коллювиальная	1. подводно-обвальные отложения 2. подводно-осыпные отложения 3. подводно-оползневые отложения 4. подводно-солифлюкционные отложения
		д — отложения течений	1. отложения вдольберегового транспорта
	Г — подземноводная		1. отложения пещер и карстовых воронок 2. отложения источников
V гляциальный	А — ледниковых отложений	а — наземные морены	1. основные морены 2. абляционные морены 3. фронтальные (краевые) морены
		б — бассейновые морены	1. подводно-ледниковые морены 2. айсберговые морены
	Б — водно-ледниковых отложений	а — флювиогляциальные отложения	1. флювиогляциальные внутриледниковые отложения 2. флювиогляциальные приледниковые отложения
		б — лимногляциальные (озерно-ледниковые) отложения	1. лимногляциальные внутриледниковые отложения 2. лимногляциальные приледниковые отложения
VI субаэральный			1. эоловые пески

6.4.1. ФЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В качестве флювиальных отложений мы рассматриваем отложения рек и ручьев и любых пересыхающих и временных водотоков. В этой группе мы рассматриваем также пролювиальные отложения, которые некоторыми авторами (Лукашев, 1960 и др.) описываются в склоновом ряду. Но это вряд-ли правильно, так как главным агентом аккумуляции и здесь является вода, что, между прочим, подчеркивается и названием пролювия (от латинского «proluo» «сношу течением»). А то, что пролювиальные воды текут в основном по крутым склонам, не является столь существенным. Ведь в своем верхнем течении и горные реки спускаются по очень крутым склонам.

Под пролювием обычно рассматриваются отложения временных бурных потоков, возникающих за счет ливней или быстрого снеготаяния и состоящих из обломочного материала различного размера. Такие бурные потоки в позднеледниковое время нередко образовались в результате прорывов и катастрофических осушений озерно-ледниковых водоемов. Следы этих прорывов в виде сквозных долин и дренажных лент в залежах ленточных глин (см. Ряхни, 1963; Пиррус, 1968) установлены во многих районах республики: на Саадъярвском друмлинном поле (Кудина-Сепа), в Южной (Валга), Северо-Восточной (Пылула) и Западной Эстонии (Вяндра). Наблюдаются они в основном в расчлененном рельефе. В Западной Эстонии, в условиях равнинного рельефа, дренажные ленты встречаются лишь в отложениях бывших узких языкообразных бассейнов и на относительно высоких абсолютных отметках, где неоднократно могли образоваться мелкие замкнутые бассейны с разными уровнями.

О межледниковых и межстадиальных аллювиальных отложениях до сих пор мало известно, и они выделяются условно. Так, в ходе геологосъемочных работ аллювиальные отложения были описаны в разрезе Валгута (см. с. 120), где они представлены межморенными алевритопесчаными и глинистыми отложениями пойменной и старичной фаций. Но их генезис и возраст нуждаются в уточнении.

В разрезе Пеэду (см. с. 133) межморенные межстадиальные аллювиальные пески пойменной фации представлены желтовато-бурыми разнозернистыми горизонтально- или косослоистыми песками, содержащими линзовидные гнезда или прослои алевритов, глинистых алевритов и торфа. Продолговатые линзочки торфа чаще всего расположены по косым слойкам (Вийдинг, Лыокене, 1969). Местами в песках наблюдаются гнезда с интенсивной пигментацией гидроокислами железа. По мнению Э. Лийвранд и Л. Саарсе (1976), желтовато-бурые пигментированные пески без органических остатков уже не являются типично аллювиальными и могут иметь водно-ледниковый генезис. В аллювиальных суглинках и глинистых алевритах данного разреза содержится до 8,3% органических веществ и примерно одинаковое количество окисей кальция (до 2,3%) и магния (до 1,5%).

Аллювиальные отложения несомненно широко встречаются в древних погребенных долинах республики, но отличить их здесь от водно-ледниковых, с которыми они имеют постепенные переходы, очень трудно. Поэтому они в данной работе рассматриваются вместе с последними. Представлены они в основном отложениями русловой фации и характеризуются большой изменчивостью гранулометрического состава, что обусловлено разнообразием гранулометрического состава

исходных пород и разницей в скоростях течения. Литолого-минеральный состав их указывает на тесную зависимость от состава исходных пород, прежде всего морены.

Аллювиальные отложения позднеледниковья последнего оледенения в составе надпойменных террас установлены во многих речных долинах республики. Чаще встречаются они в долинах Южной Эстонии (Эмайыги, Вяйке-Эмайыги, Педели, Пиуза, Мустйыги и др.), где представлены как русловыми, так и пойменными фациями. Мощность их обычно 3—10 м. Преобладают разнозернистые косослоистые пески с гравием, которые в верхах разреза местами переходят в пологоволнистый клиновидный или перекрестный мульдообразный типы слоистости. Встречаются также горизонтальная и косоволнистая типы слоистости. Быстро чередующиеся гидродинамические условия речного потока обусловливали не только появление разнообразных типов слоистости, но и разнообразие гранулометрического состава. Ввиду того, что в долинах Южной Эстонии широко размывались мелкозернистые алеврито-песчаные отложения, то и в здешних аллювиальных отложениях преобладают именно эти фракции, причем медианный диаметр их составляет в среднем 0,11—0,25 мм. Преобладают фракции мелкого и среднего песка. Характерной особенностью отложений является увеличение грубозернистого (преимущественно гравистого) материала вниз по разрезу.

В минеральном составе рассматриваемых древнеаллювиальных отложений преобладают кварц (70—95% из мелко- и среднепесчаных фракций), полевые шпаты (4—20%), карбонаты (0,5—5%) и слюды (0—3,9%). Содержание минералов тяжелой подфракции в аллювиальных отложениях мало отличается от содержания их в исходных породах и составляет обычно 0,5—1,5%. Среди минералов тяжелой подфракции преобладают гранат, рудные минералы и амфиболы. В гравийных и мелкогалечных фракциях даже в Южной Эстонии (в долинах Пиуза, Мустйыги, Педели и др.) чаще всего преобладают обломки карбонатных пород, содержание которых местами доходит до 85%.

6.4.2. ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Межледниковые и межстадиальные озерные отложения в литологическом отношении почти не изучены. Встречаются они в виде сапропелитов (Карукюла, Рынгу) и разнозернистых терригенных (Отепя. Судисте и др.) отложений. Мощность темно-серого глинистого сапропелита в разрезе Карукюла составляет в среднем 30—40 см, и он в сухом состоянии распадается на остроугольные кусочки разной величины. Граница с надстилающим торфом неровная, и в нем встречаются прослойки и линзы песка. Местами в сапропелит вмят и торф, что свидетельствует о воздействии ледникового напора. В сапропелите обнаружены остатки рыб, главным образом чешуя костистых рыб (*Teleostei*) (Орвику, Пиррус, 1965). Сапропелит подстилается светло- или темно-серым озерным алевритом, в котором также встречаются остатки рыб. Мощность его разная, в среднем около 50—60 см. В верхней части алеврита содержится много органического вещества, в нижней части он песчаный. Озеро образовалось в позднеледниковое время и зарастало до максимума климатического оптимума межледниковья. Озерные отложения в Карукюла распространены на территории около 1 га (Орвику, Пиррус, 1965).

В Рынгу мощность темно-серого глинистого сапропелита около 1 м (Orviku, 1939). В сапропелите найдены семена граба (*Carpinus betulus* L.), наяса (*Najas flexilis* L.), бразении (*Brasenia purpurea*), остатки плодов водяного ореха (*Trapa natans* L.) и рыб: позвонки, опекулярная кость, ктеноидные и циклоидные чешуи костистых рыб (*Teleostei*), чешуи *Acanthopterygii* и глоточные зубы карповых (*Cyprinidae*). Зольность обломков сапропелита из надстилающего торфа, по данным Х. Корро (Korro, 1939), составляет 38,9%, содержание углерода 56,5%, водорода — 6,4%, азота — 3,0% и кислорода + серы — 34,1%. Межморенные сапропелиты установлены также в некоторых других разрезах — Китсе (мощностью 0,4 м), Киома (1,9 м), Аакре (0,5 м), Кюти (1,7 м) и др.

Межморенные терригенные озерные отложения по гранулометрическому составу очень разнообразны и представлены мелко-, средне- и разнозернистыми песками или песчаными алевритами, супесями и плотными суглинками. Окраска их также разнообразная, чаще всего темно-серая, реже желтовато-серая или розоватая. Они слабо отсортированы (коэффициент сортировки 1,4—2,2) и нередко содержат растительные остатки или тонкораспыленное органическое вещество.

На территории республики очень широко распространены терригенные озерные отложения позднеледниковья последнего оледенения (рис. 27), установленные под многими болотами. Обычно они залегают над водноледниковыми отложениями и надстилаются голоценовыми озерными отложениями, с которыми нередко имеют постепенные переходы. В большинстве разрезов граница между плейстоценовыми и голоценовыми озерными отложениями все же отбивается довольно четко и обнаруживается по резкому увеличению содержания органического вещества в голоценовых отложениях или по карбонатности, если последние представлены озерной известью. В целом содержание органического вещества и карбонатных минералов в отложениях обратно пропорциональное — при увеличении содержания органического вещества карбонатность отложений уменьшается и наоборот. Отложения нижнего дриаса или не содержат органического вещества, или содержание последнего не превышает нескольких процентов. По данным Р. Пиррус*, заметное увеличение содержания органического вещества (около 3—4, реже до 6,5%) начинается с середины аллереда и еще больше возрастает в верхнедриасовых отложениях. Так, в верхнедриасовых отложениях разреза Визузи содержание органического вещества составляет 4—7% и разреза Реммески до 12%. Если в аллередских отложениях органические вещества тонкораспыленные, то в верхнедриасовых отложениях уже нередко обнаруживаются растительные остатки.

Гранулометрический состав позднеледниковых озерных отложений разнообразный. Относительно грубозернистые (в основном пески) верхнедриасовые отложения, что объясняется сравнительно низким уровнем воды в озерах того времени. Если взять разрез в целом, то в ней будет преобладать алевритовая фракция, содержание которой в среднем доходит до 40—60% (в Реммески, Хальяла и Визузи — 50—60%, в Выру — 20—40%, в Кунда — чаще всего 40—60%). Песчаных фракций обычно немного — до 20—25% и лишь в отдельных разрезах и

---

* R. Pirrus, A. Sarv. Eesti hilisglatsiaalsete ja holotseensete setete stratigraafiast mõnede palünoloogiliste tugiprofiilide alusel. Tallinn, 1968. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР.

временных интервалах (например, в аллерёдских отложениях и в нижней части верхнедриасовых отложений разреза Кунда) доходит до 40—60%. Содержание собственно глинистых частиц (менее 0,001 мм) чаще всего колеблется в пределах 5—15%. Минеральный состав озерных отложений мало отличается от состава исходных отложений. Карбонатность их всюду относительно высокая (обычно 10—20%, реже до 30%).

6.4.3. МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Межледниковые и межстадиальные морские отложения установлены в предглинтовой области (Суур-Прангли) и на островах Рижского залива (Кихну). Они здесь довольно широко распространены, и мощность их, по материалам геологической съемки, может достигать 47 м. Представлены они обычно мелкозернистыми и алевритовыми песками, алевритами и алевритовыми глинами (супесями и суглинками). Лучше всего изучены микулинские межледниковые морские суглинки и супеси на острове Суур-Прангли (см. с. 74). Судя по гранулометрическому составу и закономерному изменению спорово-пыльцевых и диатомовых комплексов, морские отложения на острове Суур-Прангли накапливались в условиях волновой тени. По данным изучения диатомовых водорослей (Знаменская, Черемисинова, 1962), в ходе осадконакопления здесь выделяются следующие фазы: 1) мариногляциальная — конец позднеледниковья и начало трансгрессии морских вод; 2) лагунная — начало межледникового времени; 3) максимум трансгрессии морских вод; 4) холодная, сильно опресненная лагунная фаза. Отложения течений, прибойного потока, подводно-ледовые и подводно-коллювиальные среди межморенных морских отложений нигде уверенно не выделены.

В качестве морских плейстоценовых отложений целесообразно рассматривать также отложения Балтийского ледникового озера, несмотря на озерный характер этого водоема. Балтийское ледниковое озеро, как известно, является первым этапом развития Балтийского моря, и его отложения на территории низменной Эстонии широко распространены (рис. 27). Уровни Балтийского ледникового озера маркируются на территории республики различными береговыми образованиями (береговыми валами, уступами, скоплениями эрратических валунов). Наиболее ясно вырисовывается трансгрессивный уровень B_3, который был назван К. Пярна (1960, 1962) опорным. Береговые образования этого уровня прослеживаются на северном склоне Пандивереской и западном склоне Сакалаской возвышенностей, в Рапласком районе (близ Райккюла-Пакка и др.) и в северо-восточной части республики. В окрестностях Сутлема и Хагери подножия береговых образований этого уровня расположены более чем на 65 м и на Пандивереской возвышенности около 70 м выше современного уровня моря. В юго-восточном направлении уровень B_3 постепенно понижается, и в юго-западной части республики абсолютная высота его достигает 31—33 м. Береговые валы этого уровня сложены гравийно-песчаными и галечными отложениями, мощностью чаще всего 1—6 м. Образования более ранних трансгрессивных (B_1 и B_2) и последующих регрессивных (B_4 и B_5) уровней распространяются прерывисто и плохо выражены. Мощность отложений в них обычно не превышает 2—3 м. Уровни B_1 и B_2 расположены в северо-западной части республики на несколько метров выше опорного, а уровни B_4 и B_5 соответственно до 5 и 10 м ниже его.

Донные отложения Балтийского ледникового озера развиты на равнинах Западной Эстонии, а также в предглинтовой области и представлены в основном кварц-полевошпатовыми алевритами и мелкозернистыми песками мощностью 2—5 м. Отложения обычно подстилаются более древними озерно-ледниковыми осадками или мореной последнего оледенения. Они содержат мало органического вещества (1—2,5%) и хлора (0,01—0,05%). Карбонатность их (5—10%) также в общем незначительная (Кессел, Порк, 1971).

6.5. ОТЛОЖЕНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНОГО ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО РЯДА

Отложения гляциального парагенетического ряда слагают на территории республики бо́льшую часть плейстоценовой толщи и встречаются почти повсеместно. Поэтому вопросам формирования и вещественного состава отложений этого парагенетического ряда в данной работе уделяется основное внимание. Существующие взгляды на формирование гляциальных образований далеко не одинаковы. Более сходными являются представления о накоплении водноледниковых отложений, различия же касаются главным образом не способа возникновения осадков, а места их аккумуляции. Но вопросы происхождения собственно-ледниковых отложений еще далеко не ясны и являются объектом оживленной дискуссии. Поэтому здесь целесообразно в первую очередь остановиться на некоторых вопросах терминологии и на возможных способах формирования собственно-ледниковых (моренных) отложений Эстонии.

6.5.1. ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ МОРЕН ЭСТОНИИ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Как уже отмечалось, геологи не едины во взглядах на происхождение моренных отложений. Одни исследователи (Слейтер, Виркkала, Флинт, Шанцер, Лаврушин и др.) считают, что морены возникают под покровом движущегося ледника, другие (Гудчайльд, Чемберлин, Окко и др.) связывают накопление морен с донным таянием пассивного ледника при деградации ледниковых покровов. Следует добавить, что долгое время наиболее популярной была гипотеза об отложении морен при таянии ледникового покрова сверху. И эта гипотеза имеет еще много сторонников, тем более, что наблюдения за образованием конечно-моренных гряд в Восточной Антарктиде (Евтеев, 1965) и на Новой Земле (Коломыц, 1963) свидетельствуют о возможности накопления морен этим способом.

До последнего времени появляются также публикации, авторы которых ставят вообще под сомнение ледниковый генезис морен. Особенно острой критике со стороны приверженцев так называемого гляциомаринизма подвергалась концепция материковых оледенений на протяжении последнего десятка лет. Гляциомаринисты либо полностью отрицают возможность существования обширных континентальных ледниковых покровов, либо признают такую возможность лишь в ограниченных масштабах. Они допускают, что вместо обширных ледниковых покровов распространялись крупные холодные морские бассейны, а разнос обломочного материала связывают с деятельностью морских

льдов разного типа: айсбергов, паковых льдов, шельфовых ледников и т. д. Поводом для подобных заключений послужили находки ледниково-морских осадков на Западно-Сибирской низменности, в Печорском бассейне и в некоторых других, преимущественно северных областях Советского Союза.

Предпринимались также попытки перенесения соответствующей концепции на территорию Прибалтики (Афанасьев, 1967, 1968; Данилов, Недешева, Смирнова, 1968 и др.). Для выяснения этого дискуссионного вопроса автором были проведены специальные комплексные исследования с целью установления генезиса распространяющихся в республике морен (Раукас, 1973). Частично эти работы были выполнены в содружестве с кафедрой криолитологии и гляциологии МГУ. Были проведены микропалеонтологические, геохимические, текстурные, литолого-минералогические и геоморфологические исследования, подтверждающие сложившиеся ранее представления о преимущественно континентальном генезисе эстонских морен.

Наиболее веским аргументом для заключения о субаквальном генезисе морен обычно считают наличие морской фауны в этих отложениях. Ссылки на находки морской фауны в моренах Прибалтики известны сравнительно давно (Zans, Dreimanis, 1936; Zans, 1936; Dreimanis, 1938). Однако раковины моллюсков в моренах носят явные следы переотложения (Dreimanis, 1970), и поэтому они не могут служить основой для заключения о субаквальном генезисе содержащих их отложений, к которому пришел Б. Афанасьев (1967).

На территории Эстонии детальному микропалеонтологическому исследованию на диатомовые, фораминиферы, остракоды и спикулы губок подвергались отложения ряда глубоких буровых скважин с несколькими горизонтами морен (Карукюла, Пуйестеэ, Отепя, Саадъярве, Вяэна-Йыэсуу) и большое количество обнажений морен, покрывающих более или менее равномерной сетью всю территорию республики. За исключением скважины Вяэна-Йыэсуу, на которой мы в дальнейшем остановимся более подробно, ни диатомовые водоросли, ни фораминиферы, ни остракоды, ни спикулы губок не были обнаружены (в том числе в отложениях, вскрытых скважинами Пуйестеэ, Карукюла и Отепя) или встречались лишь их отдельные формы и фрагменты. Например, в обнажении близ Лохусуу в морене было обнаружено пять экземпляров фораминифер (*Buccella frigida* (Cushman)-1, *Protelphidium orbiculare* (Brady)-1, *Elphidium subclavatum* Gudina-3) и в обнажении Саэсааре — один экземпляр (*Buccella frigida*), а в коричневых моренах днепровского (?) оледенения в скважине Саадъярве — лишь несколько створок остракод неопределенного возраста (3 экз. *Limnocythere* sp., 7 экз. *Candona* sp., 2 обломанные створки *Eucypris?* sp. и 2 створки, родовая принадлежность которых не ясна). При этом по скважине Пуйестеэ было просмотрено 43 образца, по скважине Отепя — 49, по скважине Саадъярве — 15 и по скважине Карукюла — 12. Незакономерное и редкое распространение фауны и обнаруженные местами обломанные и обтертые створки, а также присутствие наряду с четвертичными формами палеозойских явно свидетельствуют о переотложении фауны.

В большом количестве установлена микрофауна в узкой предглинтовой полосе, которая еще в недавнем прошлом и, по всей вероятности, также в межледниковые и межстадиальные этапы была залита водами моря или крупных озерно-ледниковых бассейнов. Примером

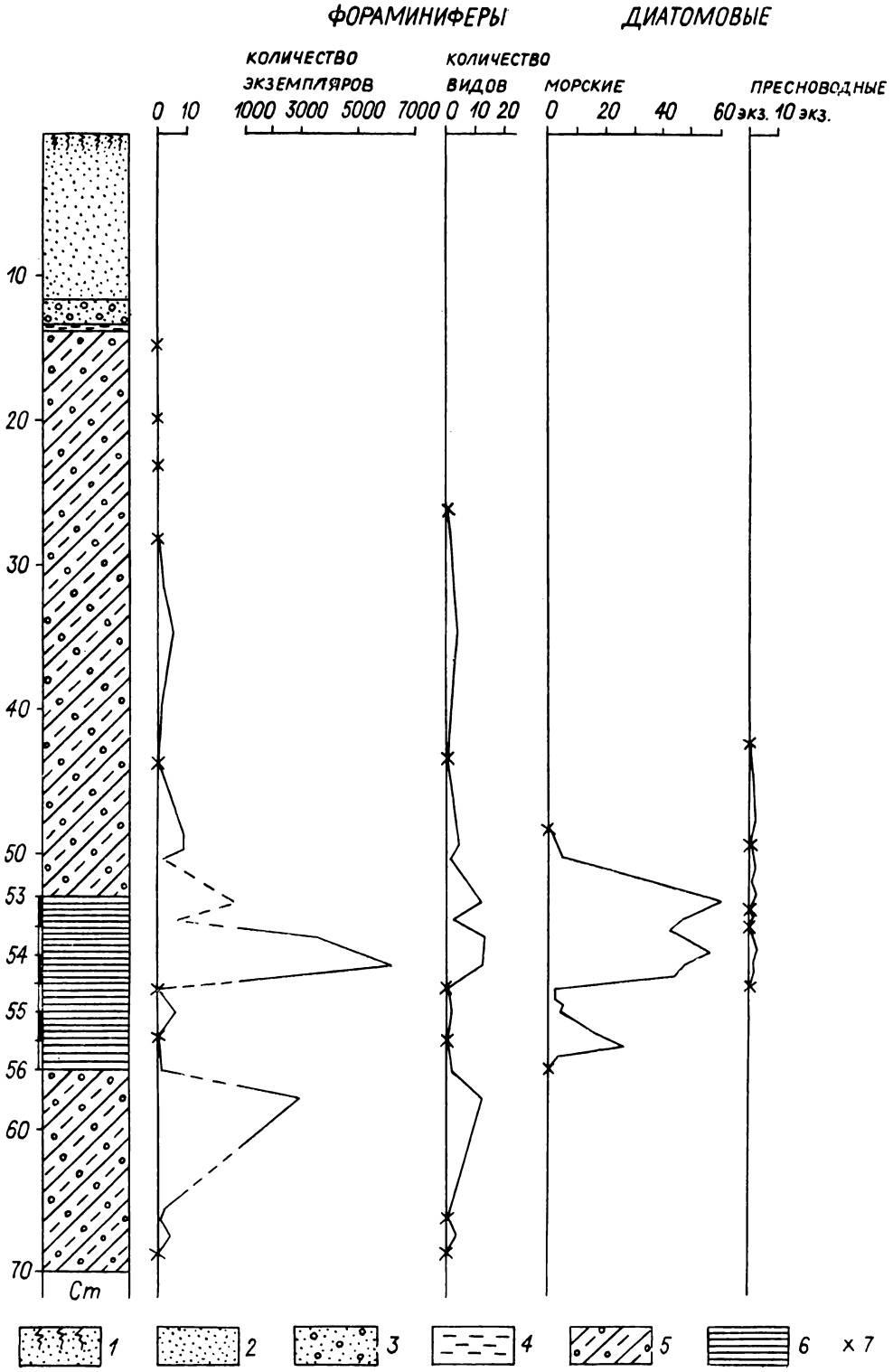
сказанного может служить скважина Вяэна-Йыэсуу (Раукас, Лийвранд, 1971). Микрофаунистический анализ морен и разделяющей их безвалунной алевритовой глины, вскрытых этой скважиной, указывал на отсутствие в них остракод и на наличие довольно большого количества фораминифер (рис. 54). Наибольшее количество экземпляров (до 6185 на 100 г породы) и видовое разнообразие фораминефер отмечаются в межморенной алевритовой глине в интервале 53,1—54,2 м. Высокое содержание фораминифер наблюдается также в верхней части нижней морены на глубине 58 м. Сохранность раковин на этих глубинах хорошая, и по своему облику фауна имеет много общего с фауной современных северных морей. Видовой состав представлен в основном эльфидидами и букцеллами. По мнению Г. Недешевой, выполнявшей анализы, экология встреченых видов и количество фораминифер в образцах свидетельствуют о том, что осадки на данных глубинах разреза отлагались в условиях неглубокого морского бассейна с температурой воды не выше +3 °С и соленостью ниже нормальной (не превышающей 30‰).

Выше и ниже указанного интервала количество фораминифер резко уменьшается и видовой состав их обедняется. Количество экземпляров не превышает девяти на 100 г осадка. Для обитания фораминифер явно не было благоприятных условий. Но, учитывая относительно хорошую сохранность раковин, их видовой состав, а также наличие на глубине 34,5 м *Cassidulina subacuta* (Gudina), которая ниже нигде не была найдена, Г. Недешева заключает, что и морены на этих глубинах разреза были отложены в значительно опресненном водном бассейне. Однако, учитывая данные диатомового (рис. 54) и геохимического анализов (Раукас, Лийвранд, 1971), этот вывод может быть поставлен под сомнение.

В моренах, как правило, диатомовых водорослей нет. Исключение составляет лишь нижняя переходная часть верхней морены, где установлены единичные (возможно, переотложенные) экземпляры диатомовых.

В межморенной алевритовой глине диатомовые водоросли встречаются постоянно, но в небольших количествах. В комплексе господствуют морские сублиторальные диатомеи. Постоянно встречаются и неритические виды, особенно споры *Chaetoceros*. Океанические виды (?) редкие. В виде примеси во флоре обнаружены отдельные створки пресноводных или солеватоводных диатомовых водорослей, например *Melosira granulata* и *Stephanodiscus astraea*. Анализ данной флоры позволяет сделать вывод, что межморенная алевритовая глина отлагалась в условиях морского мелководья при небольшом опреснении вод, а морены и здесь отлагались в основном в типичных континентальных условиях. Лишь в конце накопления нижней и в начале накопления верхней морены отложение материала могло происходить отчасти в ледниково-морских условиях.

Детальный спорово-пыльцевой анализ данного разреза с применением флористического анализа и метода вариограмм свидетельствует о большом количестве переотложенной пыльцы и спор в моренах и в межморенной алевритовой глине (Раукас, Лийвранд, 1971). Несомненно, что и микрофауна в моренах разреза Вяэна-Йыэсуу хоть и частично, переотложена и принесена со дна котловины Финского залива, где, видимо, неоднократно существовали морские условия. Во всяком случае один лишь анализ фауны без привлечения других ме-


ФОРАМИНИФЕРЫ
ДИАТОМОВЫЕ
КОЛИЧЕСТВО ЭКЗЕМПЛЯРОВ
КОЛИЧЕСТВО ВИДОВ
МОРСКИЕ
ПРЕСНОВОДНЫЕ
0 10
1000 3000 5000 7000
0 10 20
0 20 40 60
экз.
10 экз.
10
20
30
40
50
53
54
55
56
60
70
Cm
1
2
3
4
5
6
x 7

тодов исследования не доказывает субаквального генезиса морен предглинтовой полосы.

Геохимические исследования, выполненные в основном в лабораториях МГУ научным сотрудником Н. Глушанковой, указывают на сравнительно низкую степень засоленности эстонских морен (порядка 30—40 мг·экв на 100 г породы), что объясняется гидрослюдистым составом мелкозема морен. Обнаружены также весьма большие колебания состава водной вытяжки, как по разрезам, так и по отдельным районам территории. Заслуживает внимания тот факт, что во всех изученных образцах наблюдается низкий (обычно менее 0,5) коэффициент щелочности (т. е. соотношение $\frac{Na^{\cdot}+K^{\cdot}}{Ca^{\cdot\cdot}+Mg^{\cdot\cdot}}$, где $Na^{\cdot}+K^{\cdot}$ — показатель морских условий, а $Ca^{\cdot\cdot}+Mg^{\cdot\cdot}$ — пресноводных), и относительно высокое содержание калия, что указывает на континентальные условия осадконакопления.

Весьма своеобразна картина результатов геохимических определений в отложениях разреза Вяэна-Йыэсуу (Раукас, Лийвранд, 1971), в общем также указывающая на континентальные условия моренонакопления. Высокое содержание SO_4''-аниона в межморенной морской или озерно-ледниковой алевритовой глине объясняется, вероятно, растворением гипса, обнаруженного как в моренах предглинтовой полосы, так и в кембрийских глинах (Рейер, 1967). Возрастание аниона хлора и катионов натрия и калия в верхней части разреза, возможно, обусловлено проникновением морской воды в подстилающую морену. В пользу этого говорят аналогичные данные по составу поглощенного комплекса ленточных глин низменной части республики, которые объясняются также влиянием соленых вод более поздних трансгрессий Балтийского бассейна (Пиррус, 1968).

О преимущественно континентальном ледниковом происхождении морен говорит еще целый набор литологических показателей, таких, как непосредственная всесторонняя связь их вещественного состава с составом подстилающих коренных пород; слабая отсортированность; отсутствие аутигенных новообразований морского происхождения; плохая окатанность обломков и увеличение ее в южном и юго-восточном направлении, т. е. в сторону предполагаемого движения материкового льда (Раукас, 1962а); веерообразная конфигурация конусов разноса руководящих валунов, причем вершины этих конусов приурочены к зоне наибольшей экзарации на южном крае Балтийского щита (Hausen, 1912; Вийдинг, 1957; Раукас, 1963а); относительно большое содержание глинистых частиц и высокая уплотненность (Martin, 1967a, b; Nugis, 1962) морен.

Рис. 54. Содержание фораминифер и диатомовых в отложениях, вскрытых в скважине Вяэна-Йыэсуу (Раукас, Лийвранд, 1971).

1 — гумусовый слой; 2 — разнозернистые пески; 3 — песчаный гравий с галькой; 4 — алевритовые глины с ленточной текстурой; 5 — морены; 6 — межморенная алевритовая глина; 7 — образцы, не содержащие фораминифер или диатомовых.

Fig. 54. Foraminipher and diatom content in the deposits from Vääna-Jõesuu borehole (Раукас, Лийвранд, 1971):

1 — soil, 2 — sand of various fractions, 3 — sandy gravel with pebbles, 4 — silty clays of varved structure, 5 — tills, 6 — intermorainic silty clay, 7 — samples in which foraminiphers and diatoms are lacking.

О субаэральном, континентальном генезисе морен Эстонии говорят также и текстурные особенности. Об этом свидетельствует прежде всего ориентировка обломочного материала (включая как крупные валуны, так и частицы мелкозема) по направлению перемещения масс льда и притом в положении, близком к горизонтальному (Raukas, 1961b; Раукас, 1962а; Гайгалас и др., 1967). При отложении материала сходного облика в субаквальных условиях (напр., в морских бассейнах) картина распределения обломочного материала была бы иной — наиболее утолщенные части валунов и галек были бы направлены книзу (Рухина, 1960; Лаврушин, 1969; Серебряный, Раукас, 1970).

Заметим, что слоистость в моренах Эстонии наблюдается очень редко и в основном или в самых низах, или в верхах разреза (табл. XIV, 24). Обнаруживается она лишь в хорошо очищенных больших обнажениях и проявляется в чередовании тонких слоев морены с прослойками песка или глины и в переслаивании слоев морены с разной окраской и с различным гранулометрическим составом. Встречающиеся местами в морене более мощные накопления песчано-глинистого или гравийно-галечного материала имеют форму неправильных гнезд или линз и находятся близко друг от друга на различных гипсометрических уровнях. В ряде мест обнаружены ледниковые отторженцы (Orviku, 1930) и гляциодислокации ложа (Orviku, 1936а; Heinsalu, 1970).

Особо следует остановиться на гляциодинамических текстурах моренных отложений, которым в последние годы уделялось довольно много внимания (Virkkala, 1952; Dreimanis, 1962; Шанцер, 1966; Лаврушин, 1969, 1970а, б; Гайгалас, 1968, 1969а и др.) и которые, пожалуй, особенно четко говорят о субаэральном ледниковом генезисе моренных толщ. Динамическое воздействие ледника в моренах Эстонии обнаруживается прежде всего в разных видах сланцеватости, особенно ярко проявляющейся в глинистых и суглинистых разновидностях морены, содержащих в небольшом количестве грубообломочные фракции (табл. XIII, 21). В сланцеватых моренах наблюдаются микросбросы, складки и псевдонадвиговые текстуры. Местами обнаруживается даже вертикальная сланцеватость, возникающая при двустороннем боковом давлении (Гайгалас, 1968). В ряде случаев, например в Вылумяги (табл. XIII, 22), можно наблюдать сланцеватую морену с признаками псевдослоистости, что является, вероятно, результатом частичной водной обработки моренного материала и неодинакового растаскивания подстилающих пород (Шанцер, 1966). Встречаются также следы захвата ложа и внедрения морены в нижлежащие отложения (Рыук, 1974). В морских и ледово-морских отложениях описанные гляциодинамические текстуры нигде не обнаружены.

Добавим к этому, что на всей территории Эстонии распространены типичные ледниковые комплексы форм рельефа, в строении и расположении которых четко прослеживается деятельность ледника. Они образуют краевые полосы, тесно связанные с различными этапами жизни ледника. Удалось также подтвердить совпадение направления друмлин и радиальных форм ледникового рельефа с направлением ледниковых шрамов и преобладающей ориентировкой обломков в основной морене (Raukas, 1961b; Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

Таким образом, приведенные материалы не дают повода для реви-

зии традиционной концепции материкового оледенения применительно к территории Эстонии. Вместе с тем мы не отрицаем возможности существования гляциоморских условий в некоторых районах республики, особенно на заключительных этапах отступания ледника, когда большие участки ее были залиты водами крупных ледовых озерно-ледниковых басейнов. В последних, безусловно, могли появиться и айсберги, разносившие отдельные валуны по затопленным частям суши и отложившие местами (например, на вершинах камов и вытаявших из-подо льда моренных холмов) крупные валуны и маломощный покров морены. Такие моренные слои, как правило, характеризуются пониженным содержанием пелитовых частиц, малой плотностью и отсутствием столь типичной для основной морены ориентировки галек и валунов. Местами в айсберговых моренах прослеживаются следы слоистости, которая все же более характерна для подводно-ледниковых морен.

Наличие айсберговых и подводно-ледниковых морен и ледово-морских условий, на наш взгляд, не противоречит ледниковой теории, а, наоборот, говорит в пользу существования крупных континентальных ледниковых покровов, распространявшихся в плейстоцене на значительной территории северного полушария.

Среди континентальных морен, как известно, могут встречаться разные генетические типы (табл. 9) и фациальные разновидности. К настоящему времени составлено большое число генетических классификаций морен (Boulton, 1975; Elson, 1961; Krygowski, 1969; Rzechowski, 1969; Лаврушин, 1973; Лукашев, 1960; Матвеев, 1975; Рухина, 1973; Шанцер, 1966 и др.), существенно отличающихся друг от друга. Их разбор не входит в нашу задачу. Тем более, что составление единой генетической классификации моренных отложений в настоящее время возложено на Комиссию по генезису и литологии четвертичных отложений ИНКВА, которая скоро — к предстоящему XI конгрессу ИНКВА (Москва, 1982) — представит свои рекомендации. Ниже за основу изложения материала принят проект этой классификации (табл. 10), составленный проф. А. Дрейманисом (Канада) в результате международного сотрудничества.

Согласно этой классификации выделяются основная и абляционная морены. Е. Шанцер (1966) и Ю. Лаврушин (1973) называют основной мореной лишь комплекс ледниковых осадков, образующихся из материала, транспортируемого в нижних горизонтах ледников и формирующихся под покровом льда в ходе его движения. Подобное толкование этого понятия вряд ли является исчерпывающим. Несомненно, основная морена отчасти может отлагаться также путем оседания обломочного материала на ложе ледника из мореносодержащего льда в ходе донного таяния уже потерявшего свое движение ледника в стадии деградации оледенения. Поэтому основную морену целесообразно рассматривать в качестве отложений, формирующихся за счет базальной, и отчасти, внутренней морены, путем выжимания их под движущимся ледником и донного таяния потерявшего свое движение ледника. Отличить роль одного или другого фактора в накоплении определенного моренного слоя трудно и порой даже невозможно. Несколько легче можно оценить долю базальной и внутренней морен. Значение последних в составе основных морен Эстонии различное. В основном сильно преобладает материал базальной морены, но местами установлена и основная морена, образовавшаяся целиком из материала внут-

Таблица 10

Генетическая классификация морен (по А. Дрейманису)

Транспортируемый ледниковый материал Glacial drift in transport		Отложенные морены Deposited glacial drift		
поверхностная морена superglacial debris		абляционная морена ablational till	морена сползания flowtill	бассейновая (отложенная в воде) морена vater-laid till
ледник — glacial ice	внутренняя морена englacial debris		морена поверхностного вытаивания abl. melt-out till	
		основная морена basal till	морена донного вытаивания basal melt-out till	
			морена донного выжимания lodgment till	
	базальная морена basal debris		морена деформирования deformation till	
деформированная ледником поверхность коренных пород или отложений deformed bedrock, or sediments related to glaciation				
и/или and/or				
эродированная ледником поверхность коренных пород или отложений glacially eroded surface of rocks or sediments				

ренней морены. Об этом свидетельствует наблюдаемое иногда полное отсутствие в составе основной морены местного материала. Для примера можно сослаться на красно-бурую бескарбонатную морену близ Маарду (Раукас, 1963б), залегающую на ордовикских карбонатных породах, но содержащую только обломки кристаллических пород. Такие основные морены можно, вслед за А. Гайгаласом (1969б), назвать эрратическими.

Наряду с ними встречаются локальные (местные) основные морены, практически целиком состоящие из местного осадочного материала (например, «рижковая морена» в Северной Эстонии) и отлагавшиеся в непосредственной близости от места, где материал был оторван от материнских пород.

Преобладающее большинство основных морен республики составляет все же промежуточную группу между локальными и эрратическими разновидностями и содержит в разных соотношениях местный и аллохтонный материал. Их, согласно А. Гайгаласу (1969б), целесообразно называть транзитными основными моренами. Главная роль в транзитных моренах обычно принадлежит местному осадочному материалу.

Абляционная морена образуется при поверхностном таянии поверхностной и внутренней морен и разделяется на морену сползания (flow till) и морену поверхностного вытаивания (melt-out-till), подробная характеристика которых дана Г. Бултоном (Boulton, 1968, 1971, 1975). Они образуются главным образом при таянии мертвых льдов, и при формировании их большую роль играют обрушения, оползни, солифлюкционные явления и другие процессы. Абляционные морены несомненно широко распространены в холмисто-моренном рельефе, но отличить их здесь от разновидностей основной морены обычно сложно, так как для этого требуются специальные текстурные исследования. В отдельных случаях абляционная морена непосредственно покрывает основную морену (табл. XV, 25) небольшой мощности (до 1,5 м), отличающуюся от подстилающей основной морены более грубым составом, очень низким содержанием пелитовых частиц и отсутствием ориентировки галек и валунов. Ее, в свою очередь, трудно отличить от флювиогляциальных отложений и перемытой морены, образующейся в результате размывания поверхностной части основной морены водами приледниковых озер или Балтийского моря.

В дальнейшем более подробно рассматриваются состав и особенности основных морен, как наиболее широко распространенных в республике ледниковых отложений. Не исключена возможность, что при обобщении материала в ряде случаев за основные принимаются и абляционные морены, но это не искажает общих закономерностей формирования состава первых.

6.5.2. ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА МОРЕН ЭСТОНИИ

Гранулометрический состав морен формируется под влиянием ледникового выпахивания ложа, дробления и истирания переносимого ледником материала и смешения его при транспорте и отложении. В итоге гранулометрический состав морен отражает пройденный путь ледника и динамику его движения (Рухина, 1959, 1960). В моренах присутствуют весьма различные по размеру компоненты, начиная с коллоидных частиц и кончая крупными глыбами, размер которых превышает несколько метров в поперечнике. Однако содержание отдельных фракций в моренах отнюдь не является случайным, а подчиняется определенным закономерностям. В зависимости от влияния подстилающего рельефа и изменения состава подстилающей морены пород изменяется и гранулометрический состав морен (Орвику, 1958в, 1961б; Раукас, Рейнтам, 1965 и др.), но не произвольно, а в известных пределах.

Коренные породы Эстонии, представленные осадочными породами слоистого сложения (известняки, доломиты, домериты, мергели, песчаники, алевролиты, сланцы, глины), под воздействием материкового льда обычно не образуют крупных валунов. Поэтому встречающиеся в моренах глыбы (диаметром свыше 1 м) почти все без исключения представлены массивными кристаллическими породами и сосредоточены в моренах Северной Эстонии, ближе к своим материнским породам. Так как глыбы в моренах встречаются рассеянно, то при вычислении полного гранулометрического состава морен (рис. 55), они в счет не принимались.

Преобладающие среди коренных пород Северной Эстонии сравнительно устойчивые к истиранию известняки и доломиты под воздей-

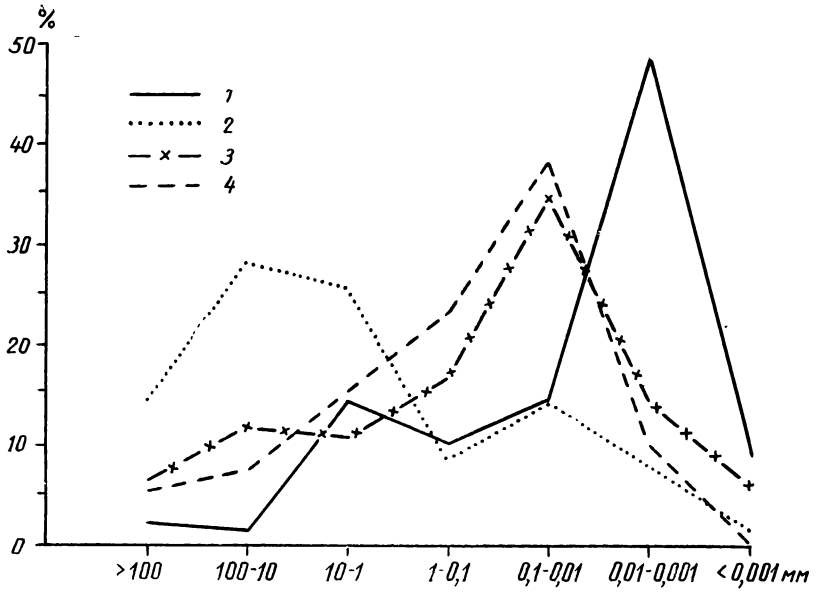


Рис. 55. Кривые распределения гранулометрического состава основных типов морен поздневалдайского оледенения в Эстонии (Раукас, Рейнтам, 1965):

1 — синевато-серая морена из Локса (предглинтовый район); 2 — серая морена из Рапла (на выходах карбонатных пород); 3 — красно-бурая морена из Отепя (на девонских терригенных породах); 4 — красно-бурая морена из Раудна (на выходах девонских терригенных пород).

Fig. 55. Granulometric composition of main types of tills of the Late-Valdaian glaciation in Estonia (Раукас, Рейнтам, 1965):

1 — bluish-grey till from Loksa (fore-Glint area), 2 — grey till from Rapla (on outcrops of carbonate rocks), 3 — reddish-brown till from Otepää (on Devonian terrigenous rocks), 4 — reddish-brown till from Raudna (on outcrops of Devonian terrigenous rocks).

ствием материкового льда обогащают прежде всего валунную, галечную и гравийную фракции морен (рис. 55, 2; табл. XVI, 26). В Южной Эстонии обогащение этих фракций в основном прекращается, так как среди коренных пород здесь преобладают неустойчивые к истиранию песчаники и алевролиты, пополняющие преимущественно песчано-алевритовые фракции морен, в связи с чем в них уменьшается относительное содержание более крупных фракций (рис. 56; табл. XVI, 27). Абсолютное содержание валунов, галек и гравия уменьшается также вследствие интенсивного истирания и дробления их в ходе транспортировки (рис. 55, *3*, *4*). Под влиянием кембрийских «синих глин» морены в предглинтовой полосе содержат много пелитового материала (рис. 55, *1*).

Как видно из вышесказанного, в образовании гранулометрического состава морен Эстонии главную роль играли местные, в частности коренные, породы. Материал, принесенный с выходов кристаллических пород, по сравнению с местным, имеет обычно второстепенное значение, что особенно наглядно проявляется у серой морены Северной Эстонии (рис. 57). Влияние более древних плейстоценовых отложений на более молодые морены не затемняет прямого влияния коренного ложа.

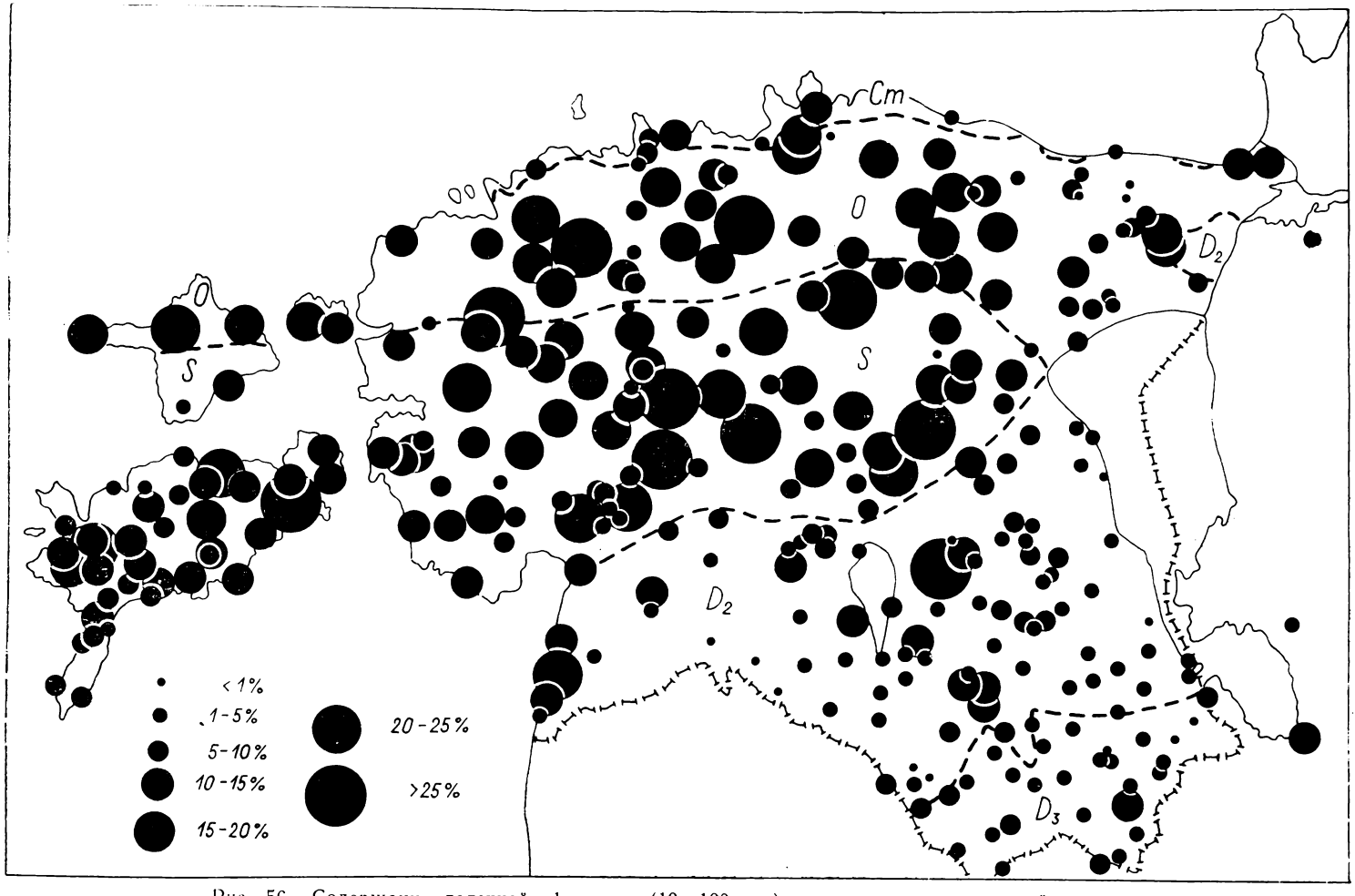


Рис. 56. Содержание галечной фракции (10—100 мм) в моренах поздневалдайского оледенения.

Fig. 56. Pebble fraction (10 to 100 mm) content in the tills of the Late-Valdaian glaciation.

В дальнейшем более детально рассматривается содержание отдельных размерных фракций в основных моренах поздневалдайского оледенения в пределах республики. Как уже было сказано, глыбы (диаметром более 1 м) в моренах, особенно в Южной Эстонии, встречаются довольно случайно. Процентное содержание глыб в моренах не определялось, но, по всей вероятности, оно не превышает содержания валунной (диаметром 100—1000 мм) фракции. Как глыбы, так и валуны сосредоточены в моренах северной части республики. В отличие от глыбовой фракции, в валунной содержится значительно больше местных карбонатных пород, которые в северной части республики остроугольные, а в южной, где их меньше, значительно окатаны. Содержание валунов в моренах на севере республики обычно не превышает 15%, а на юге — 5—7% от всей морены.

С моренами тесно связаны отторженцы и поверхностные эрратические валуны. Ю. Лаврушин (1973) выделяет в генетическом типе основных морен даже самостоятельную фацию крупных отторженцев (гляциошарьяжей). При этом он подчеркивает, что механизм их транспортировки принципиально отличается от механизма переноса валунов. Отторженцы, т. е. крупные глыбы коренного ложа, перенесенные ледником на более или менее значительное расстояние и залегающие таким образом в чуждом для них районе, в республике подробно описаны К. Орвику (Jaansoon-Orviku, 1926; Orviku, 1930). Чаще всего они связаны с напорными конечными моренами (например, близ Вайвара и Лаагна), в которых местами встречается большое количество отторженцев различного размера (рис. 25). Но имеются также отдельно расположенные отторженцы (например, Кунда-Ламмасмяги; табл. XVII, 28), сформировавшиеся поодаль от ледникового края. Несмотря на генетическую связь отторженцев с основной мореной, вряд-ли целесообразно их учитывать при вычислении среднего гранулометрического состава морен, тем более, что они встречаются относительно редко.

Несмотря на более чем вековую интенсивную уборку поверхностных эрратических валунов с сельскохозяйственных угодий и широкое использование их в гражданском и дорожном строительстве, они по-прежнему весьма характерны для республики. Они слагают обширные валунные поля (табл. XVII, 29) или встречаются в виде отдельных гигантских глыб (табл. XVIII, 30) окружностью до 58 м (Мууга-Кабеликиви) и объемом видимой части (Kumari, 1974) до 930 м^3 (Летипеа Эхалкиви). Обычно валуны встречаются на выходах основной морены, но далеко не всегда в своем первичном залегании. В их вторичном транспорте особенно наглядно проявляется действие морского напорного и торосистого льда (Орвику, 1965). Поэтому крупные скопления эрратических валунов нередко маркируют расположение древних береговых линий (Ныммемаа, Муху, Кеэдика и др.). Учитывая сказанное и трудности при определении первичного количества поверхностных валунов, они также не могут быть приняты во внимание при выяснении среднего гранулометрического состава морен. Практический интерес, с точки зрения определения геотехнических свойств морены, представляет выяснение содержания валунной и глыбовой фракции в отдельных напорных конечных моренах Северной Эстонии, где этих фракций может быть (табл. XVIII, 31) особенно много (более 50% объема).

Галечная фракция (10—100 мм) в большинстве случаев (84,8%)*

* Учтены результаты 210 анализов.

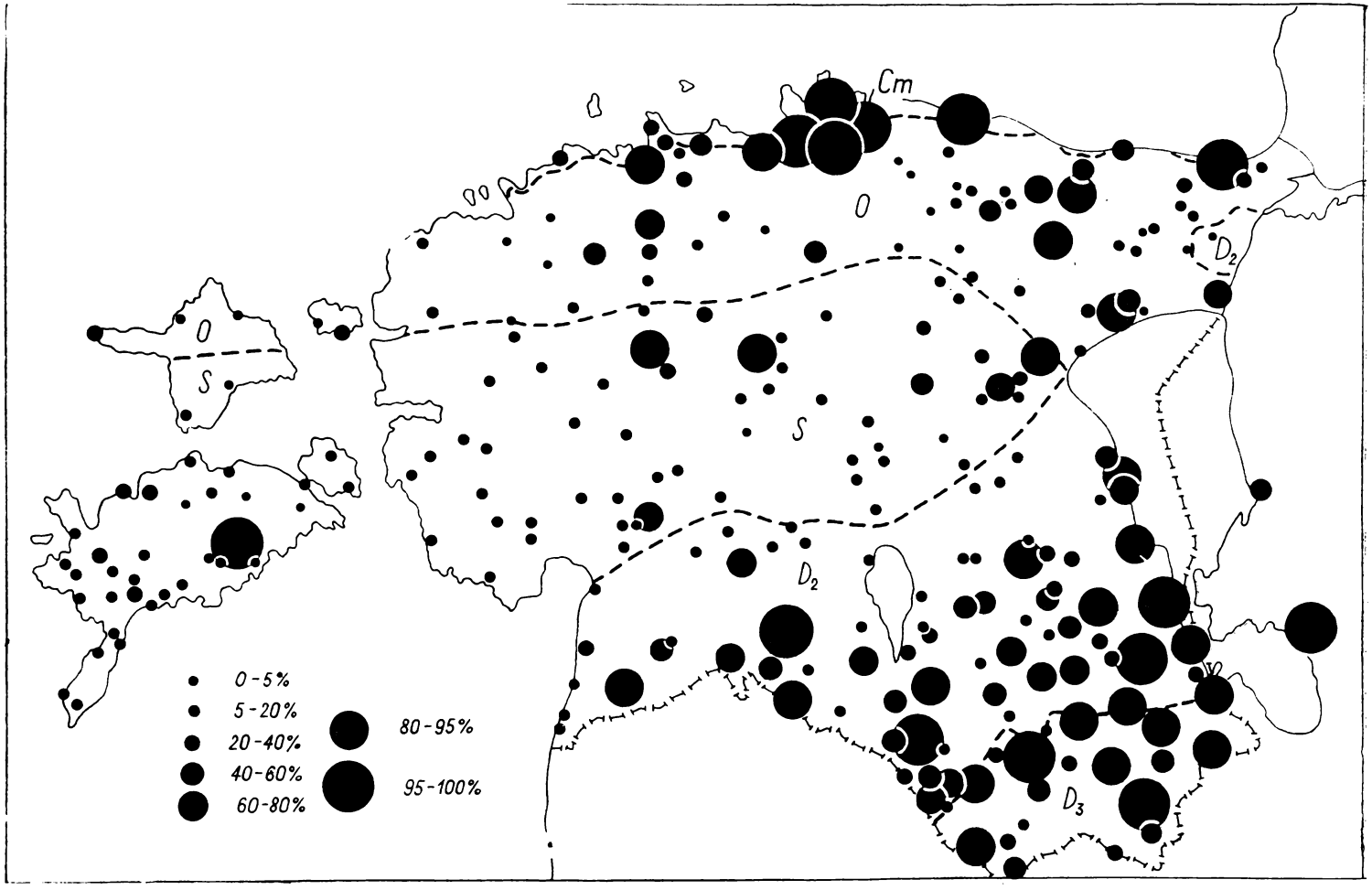


Рис. 57. Содержание кристаллических (магматических и метаморфических) пород в галечной фракции морен поздневалдайского оледенения.

Fig. 57. Crystalline (magmatic and metamorphic) rock content in the pebble fraction of tills of the Late-Valdaian glaciation.

колеблется в пределах 1—15% от всей морены и преимущественно (65,8%) составляет 1—10%. Лишь в отдельных случаях (2,4%) содержание ее превышает 25% (Раукас, 1962а). В моренах южной части Эстонии, как выяснилось уже раньше, этой фракции меньше, чем в северной (рис. 56). Так, в южноэстонских красно-бурых моренах содержание галечной фракции в преобладающем большинстве случаев (98,0%) составляет 0—15%, часто (59,6%) не больше 5% и лишь в редких случаях превышает 15%. В серых моренах Северной Эстонии содержание галечной фракции свыше 15% отмечается в 19,9% случаев. От содержания галечной фракции в моренах, как в наиболее важных почвообразующих породах, во многом зависит каменистость почв в республике (рис. 58). В галечной фракции морен, особенно в Северной Эстонии, всегда содержится много местного карбонатного материала. В моренах Южной Эстонии гальки карбонатных пород в значительной степени окатаны и средний объем их меньше, чем в моренах Северной Эстонии (Раукас, 1962а).

В моренах Эстонии гравийная фракция (1—10 мм) является также весьма важным компонентом — на ее долю приходится 5—25%, чаще всего до 15% всей массы морены. Содержание гравия в моренах детально исследовано К. Орвику (1958)*. Его данные убедительно показывают, что благодаря большому содержанию местного карбонатного материала североэстонские морены богаче гравием, чем южноэстонские. По его данным, на юге республики в красно-бурых моренах в 92,4% случаев (по 185 анализам) гравия содержалось 5—15%, а в серых моренах Северной Эстонии (по 192 анализам) в 63,8% случаев — 15—30%. В светлых разновидностях южноэстонской красно-бурой морены, в свою очередь, гравийной фракции содержится больше, чем в темно-красно-бурых.

В моренах обычно преобладают песчаная (1—0,1 мм) и алевритовая (0,1—0,01 мм) фракции, содержание которых обеих составляет примерно 20—40%, причем в южноэстонских красно-бурых моренах их явно больше (рис. 55). Необходимо отметить, что в мелкоземе морен (во фракции менее 1 мм) содержание алевритовой фракции в Южной и Северной Эстонии почти одинаковое (рис. 59). Объясняется это, видимо, тем, что измельчение местного обломочного материала, прежде всего карбонатов, доходит в основном лишь до алевритовой размерности, наиболее устойчивой при транспортировке ледником (Рухина, 1965).

Здесь уместно отметить, что, по мнению многих исследователей, процесс истирания при ледниковом транспорте происходит практически беспредельно. Но как показывают экспериментальные исследования (Сергеев, 1959 и др.), образование глинистых частиц за счет измельчения более крупных зерен в процессе моренообразования не может быть существенным, и эти частицы в основном переотложенные. Об этом свидетельствует также присутствие в моренах панцирей диатомей, раковин фораминифер и прочих образований, размеры которых близки к алевритовым (Лаврушин, 1973). По-видимому, каждый минерал и каждая горная порода имеет свою оптимальную и предельную величину раздробления, зависящую от прочности минерала и от его первичной размерности и формы в исходных породах (Dreimanis, Vagners, 1971). Кроме механического дробления в леднике происхо-

* Исследована фракция 1—20 мм.

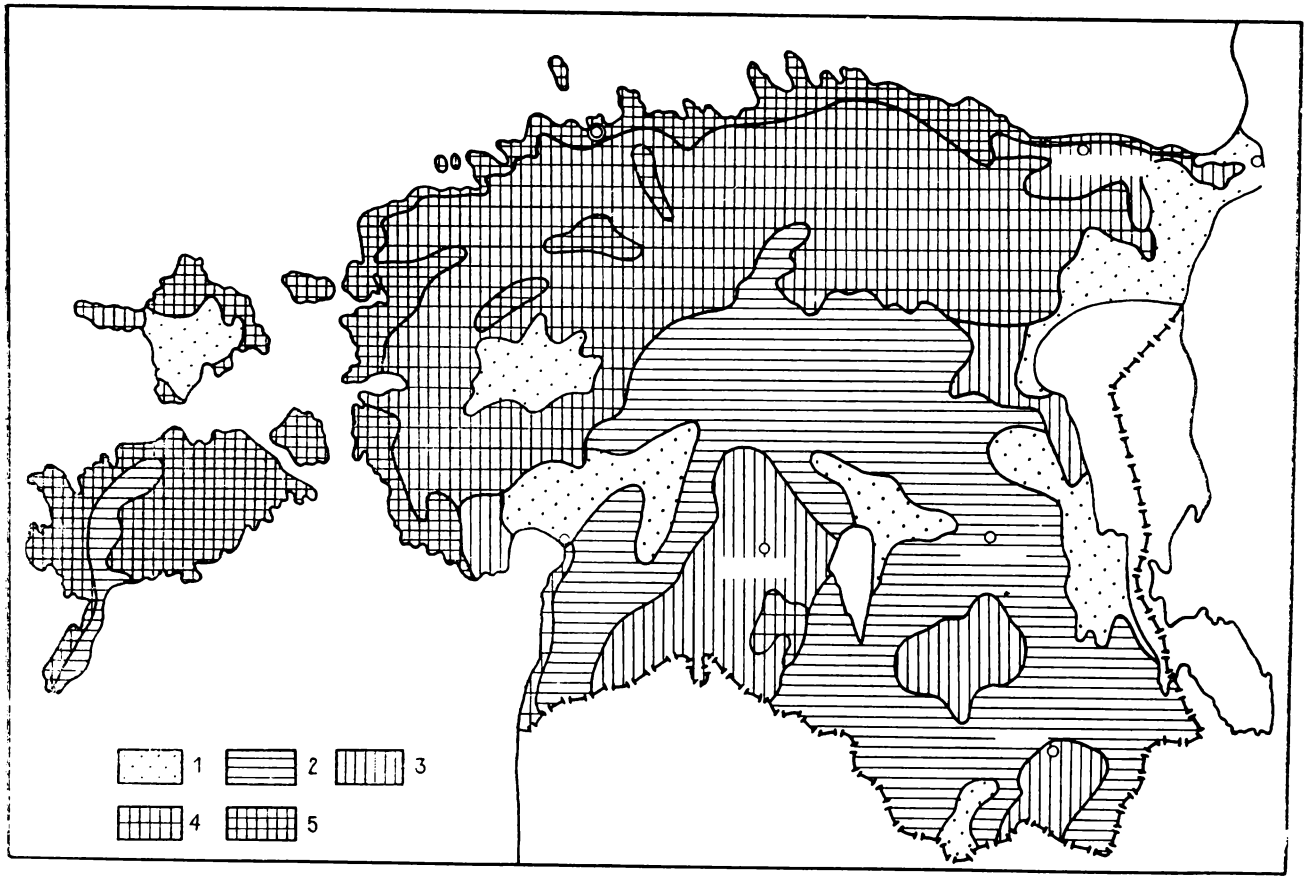


Рис. 58. Каменистость сельскохозяйственных угодий по К. Кильдемаа (Kildema, 1957).

1 — очень малокаменистые; 2 — малокаменистые; 3 — среднекаменистые; 4 — сильно каменистые; 5 — очень сильно каменистые.

Fig. 58. Pebble and boulder content in soils of cultivated lands, after K. Kildema (1957):

1 — very low, 2 — low, 3 — medium, 4 — high, 5 — very high.

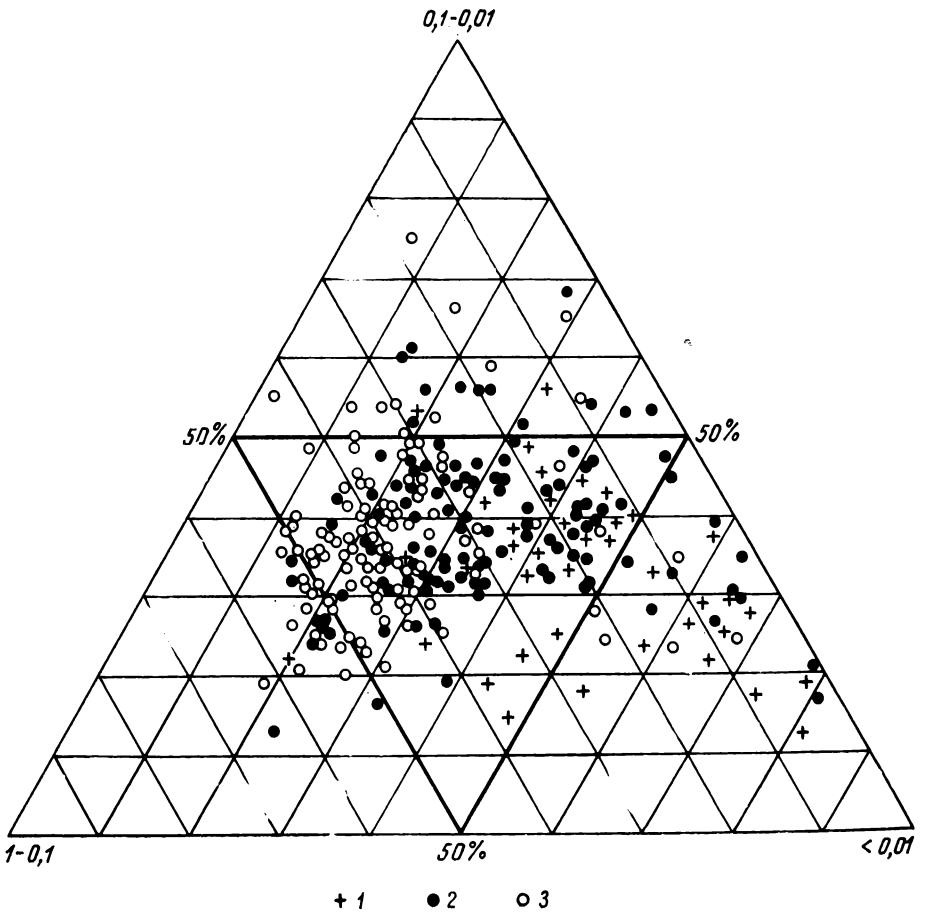


Рис. 59. Трехмерная диаграмма гранулометрического состава мелкозема (менее 1 мм) различных типов морен поздневалдайского оледенения Эстонии (Раукас, Рейнтам, 1965).

1 — предглинтовая синевато-серая морена; 2 — серая морена; распространяющаяся на карбонатных породах ордовика и силура; 3 — красно-бурая морена, распространяющаяся на девонских породах.

Fig. 59. Granulometric composition of fine fractions (below 1 mm) in different types of tills of the Late-Valdaian glaciation in Estonia (Раукас, Рейнтам, 1965):

1 — fore-Glint bluish-grey till, 2 — grey till, distributed on Ordovician and Silurian carbonate rocks, 3 — reddish-brown till, distributed on Devonian rocks.

дили, конечно, и процессы химического выветривания, приводившие к образованию пелитовых частиц, однако роль их была относительно небольшой.

Пелитовой фракции (менее 0,01 мм) в моренах Южной Эстонии содержится обычно 10—25%. В североэстонских моренах из-за наличия значительного количества грубообломочного материала ее примерно столько же или даже меньше (рис. 55), хотя мелкозем этой морены в большинстве случаев богаче пелитовыми частицами (рис. 59). Содержание пелитовых частиц в предглинтовой синевато-серой морене может достигать 70—80%, но часто не превышает 50%. Роль собствен-

но глинистых компонентов (менее 0,001 мм) в моренах небольшая, обычно менее 10%.

Согласно классификации, предложенной Н. Качинским (1958), мелкозем верхневалдайской морены Эстонии в основном или супесчаный, или суглинистый (рис. 59). В предглинтовой полосе он представлен, главным образом, средним и тяжелым суглинком (49 анализов из 80-ти, или 61%), а часто также легкой и средней глиной.

Мелкозем верхневалдайской морены на карбонатных коренных породах Северной Эстонии также чаще всего (примерно 80% случаев) представлен суглинком, особенно его легкими и средними разновидностями (72 анализа из 111, или 65%). Несмотря на это, гранулометрический состав серой морены довольно изменчивый, о чем свидетельствует разбросанность точек на треугольной диаграмме (рис. 59).

Наибольшим постоянством отличается гранулометрический состав мелкозема южноэстонской красно-бурой морены, хотя и здесь, в зависимости от характера подстилающих пород, он может быть разнообразным. Там, где среди коренных пород преобладают песчаники, встречаются и супесчаные разновидности морены (например, в окрестностях Пылва), а в тех районах, где среди коренных пород много глин, наблюдаются тяжелосуглинистые или даже глинистые разновидности (например, полоса к северу от древней долины Печоры—Выру). Примерно в половине всех анализов красно-бурой морены (53 анализа из 109-ти) пробы были представлены легкими суглинками. Часто встречаются также супесчаные разновидности. На возвышенностях морены, как правило, характеризуются большей песчанистостью и уменьшением роли компонентов подстилающих пород, чем на равнинах. Аналогичная закономерность установлена также на территории Латвии (Савваитов, 1965). На возвышенностях морены, видимо, вытаивали из ледника в условиях большей обводненности, что и обусловило их песчанистость. Вместе с тем ледники были здесь менее активными, чем на равнинах, что и объясняет меньшее содержание в моренах подстилающего материала.

Если при гранулометрической характеристике морен взять за основу инженерно-геологические классификации, основывающиеся на определении числа пластичности, то в предглинтовой полосе будут преобладать суглинки, а на карбонатных коренных породах Северной Эстонии и в Южной Эстонии — супеси.

Коэффициент сортировки мелкозема морены колеблется в весьма больших пределах. Его крайними членами на основе 80 анализов являются значения 1,6 и 8,6. В большинстве случаев (69%) величина коэффициента находится в пределах 3—6. Мелкозем южноэстонской морены отсортирован хуже, чем североэстонской.

Коэффициент асимметрии в преобладающих случаях (86%) меньше 1,0 и часто (около 50% случаев) даже меньше 0,5. Это показывает, что у мелкозема морен мода относительно медианы почти всегда сдвинута в сторону больших диаметров, т. е. количество мелких фракций быстро уменьшается при удалении от среднего размера.

В литературе нередко встречаются высказывания о том, что гранулометрический состав морены в одном обнажении или в ограниченном районе колеблется в очень больших пределах. Такие утверждения явно преувеличены. Правда, весьма случайно в пределах небольшого участка могут встречаться крупные валуны (глыбы), существенно искажающие общую картину гранулометрического состава морены. Срав-

нительно большие различия наблюдаются иногда также между верхней и нижней частями основной морены, где нижняя часть морены местами сильно обогащена местным материалом. Но в большинстве случаев гранулометрический состав типичной основной морены все же довольно постоянен, и точечный способ опробования с достаточной точностью характеризует морену в целом (Орвику, 1958в; Раукас, Рейнтам, 1965).

Чем больше мощность слоя морены, тем однороднее ее состав. По данным Л. Мартина, особенно однороден состав морен в друмлинах, где мощность слоя морены обычно превышает 10 м и различий в анализах механического состава отдельных образцов практически не обнаруживается (коэффициент вариации содержания определенной фракции около 0,1). Чаще всего этот коэффициент составляет 0,15—0,35 и является обратно пропорциональным процентному содержанию данной фракции в отложениях.

К мнению об исключительно большой изменчивости морен и отсутствии какой-либо закономерности в их составе приводят исследователей небольшой исходный вес (объем) исследуемого материала, изучение поверхностной выветрелой части морены, а также нахождение в моренах отдельных гнезд и линз более древней морены с отличающимся гранулометрическим составом.

Довольно изменчива морена также при сильнорасчлененном рельефе подстилающих пород. Даже невысокие уступы, встречавшиеся на пути ледника и преграждавшие его движение, способствовали избирательному обогащению морены подстилающим осадочным материалом, и поэтому на различных формах доледникового рельефа морена обладает неодинаковым гранулометрическим составом (Рухина, 1960). При этом влияние мелких форм подледникового рельефа на состав морены выражено еще более резко, чем влияние мезоформ, но проявляются они лишь на ограниченной площади. Это необходимо учитывать при коррелировании разновозрастных моренных толщ по литологическим признакам.

Разновозрастные морены в одном и том же разрезе обычно также отличаются по гранулометрическому составу, что объясняется разными путями движения ледников, неодинаковой гляциодинамикой их и влиянием ранее отложившихся четвертичных осадков, покрывающих коренные породы. Теоретически влияние коренного ложа должно было бы проявляться в гранулометрическом составе более древних морен в большей степени, чем морен более поздних оледенений. Но в природе такая закономерность, во всяком случае на материале Эстонии, четко не проявляется. Рассмотрим сказанное применительно к разновозрастным моренам Южной Эстонии (табл. 11), где разрезы плейстоценовых отложений более полные и лучше изучены. Чтобы свести к минимуму влияние местных особенностей коренного ложа, изучались только опорные скважины, где вскрывались все или почти все выделяемые в Южной Эстонии моренные горизонты (напр., скважины Пуйестеэ, Рынгу и др.), а также близко расположенные к ним мелкие скважины и обнажения, причем при вычислении показателей гранулометрического состава применялись лишь усредненные данные по определенному участку. Благодаря этому, несмотря на неодинаковое количество анализов по изученным горизонтам, получались вполне сравнимые данные.

Сопоставление изученных разрезов между собой показывает, что гранулометрический состав каждого выделяемого моренного горизонта

Таблица 11

Средний гранулометрический состав фракции меньше 10 мм разновозрастных морен Южной Эстонии и пределы его колебания, %*

Размерные фракции, мм	Предполагаемый возраст морен и количество анализов				
	Q_1^{ok} 8	Q_2^{dn} 62	Q_2^{msk} 73	$Q_3^{vd_1}$ 15	$Q_3^{vd_3}$ 93
10—5	3,7 1,3—7,3	3,9 0,7—7,6	4,3 2,1—8,2	4,7 2,7—9,1	4,6 0,8—13,7
5—2	2,1 1,1—8,2	2,6 1,3—8,9	2,3 0,9—7,6	2,3 0,7—8,2	2,9 0,5—12,1
2—1	2,6 0,5—13,6	2,4 0,6—3,9	2,1 0,8—3,3	3,6 1,2—3,3	2,8 0,8—14,3
1—05	5,8 1,2—17,3	6,2 3,6—14,8	4,2 1,7—18,3	9,8 2,7—21,2	5,6 1,9—20,1
0,5—0,25	7,6 1,9—27,1	11,7 3,2—16,3	6,1 1,8—31,2	13,8 4,2—27,6	7,2 2,7—34,9
0,25—0,1	19,2 14,9—28,6	19,1 8,3—30,2	17,3 6,7—25,2	17,1 5,8—23,9	18,9 7,1—23,8
0,1—0,05	17,4 9,5—27,3	18,3 4,1—28,0	18,5 5,7—30,2	16,9 6,9—25,6	17,4 11,1—28,4
0,05—0,01	20,3 8,6—37,3	16,7 5,9—35,3	23,1 6,1—38,9	16,9 8,3—27,7	21,6 7,2—40,2
0,01—0,005	6,2 1,3—12,7	5,4 1,1—12,9	8,1 2,2—14,1	4,2 1,1—9,7	5,2 2,7—13,2
0,005—0,001	6,9 0,9—12,6	6,6 1,8—11,2	8,2 2,7—14,6	5,4 1,2—9,4	7,1 1,5—12,7
<0,001	8,2 2,1—16,7	7,1 0,6—12,6	5,8 1,1—13,7	5,3 0,9—12,1	6,7 0,2—15,2

* Таблица составлена по материалам автора с привлечением данных Л. Рейнтама, Э. Лыокене и сотрудников Управления геологии СМ ЭССР.

существенно изменяется по площади в зависимости от состава и рельефа подстилающих пород. В табл. 11 это отражается в больших колебаниях содержания отдельных размерных фракций. В то же время по средним показателям все моренные горизонты довольно близки. В валдайских моренах содержится несколько больше гравийных фракций, чем в подстилающих более древних моренах. Наибольшее содержание песчаных фракций приурочено к днепровскому и нижневалдайскому, а алевритовых — к московскому и верхневалдайскому горизонтам. Пелитовыми фракциями наиболее обогащены морены московского и окского горизонтов. Но необходимо отметить, что выявленная закономерность проявляется далеко не во всех просмотренных разрезах.

Еще более четко, чем на гранулометрическом составе, отражается

влияние подстилающих коренных пород на литологическом составе гравийно-галечных фракций морен, что уже неоднократно отмечалось в литературе (Grewingk, 1879; Schmidt, 1865; Raukas, 1969b; Орвику, 1958в, 1961б; Раукас, 1962а и др.).

Выполненное геологами республики большое количество литологических анализов морен позволяет с большой детальностью определить степень влияния подстилающих пород и других факторов на формирование состава морены. Прежде всего рассмотрим это влияние на примере морены последнего, поздневалдайского оледенения, изученной наиболее подробно.

В предглинтовой полосе, на кембрийских «синих» глинах и светлых песчано-алевролитовых породах (рис. 4) гравийно-галечные фракции морены последнего оледенения почти полностью состоят из кристаллических (рис. 57) и кембрийских осадочных пород, иногда с примесью песчаников или сланцев нижнего ордовика. Лишь в отдельных случаях (Маарду, Меривялья, Вяэна-Йыэсуу и др.) эти морены содержат значительное количество (иногда более 50%) обломков ордовикских карбонатных пород, что обусловлено влиянием глинта и карбонатных останцев к северу от него. Так, в меривяльяскую морену гальки известняков могли быть принесены с п-ова Виймси, в вяэна-йыэсуускую морену — из тюрисалуского клифа и т. д.

Четко отличается также соотношение различных групп пород в моренах Южной и Северной Эстонии (рис. 57). Морены Северной Эстонии, расположенные на коренных выходах ордовика и силура, содержат в своих гравийно-галечных фракциях значительно больше карбонатных и меньше кристаллических пород, чем морены Южной Эстонии. Так, в галечной фракции морен Северной Эстонии в 55,6% случаев содержание карбонатных пород колеблется в пределах 80—95% и в 12,4% случаев даже превышает 95%, тогда как в моренах Южной Эстонии ни в одном проведенном до сих пор анализе содержание карбонатных пород не превышало 95% и только в 21,8% случаев было больше 80% (Раукас, 1962а).

С другой стороны, в моренах Южной Эстонии ни в одном выполненном нами анализе содержание кристаллических пород не было меньше 5% и лишь в 29,2% случаев не превышало 20%. В то же время в Северной Эстонии содержание в моренах кристаллических пород меньше 5% наблюдалось в 12,8% случаев, меньше 20% — в 68,7% случаев.

Кроме указанных выше пород южноэстонские морены содержат гальки девонских песчаников и алевролитов (среднее содержание 3,9%), отсутствующие в североэстонских моренах (рис. 60).

Соотношение различных групп пород несколько отличается также в моренах Западной и Восточной Эстонии (рис. 57). Морены в последней беднее гальками карбонатных и богаче гальками кристаллических пород, чем морены Западной Эстонии. Так, в Восточной Эстонии среднее содержание карбонатных пород в моренах составляет 55,6% против 76,0% в западной ее части, а количество кристаллических пород — соответственно 39,6% против 20,8%. Это объясняется тем, что коренные выходы ордовика и силура в восточной части республики встречаются значительно реже, чем в западной, и выходы кристаллических пород располагаются здесь ближе, чем в последней. Аналогичная закономерность наблюдается в Латвийской ССР (Коншин 1965; Саввaитов, 1965).

Рис. 60. Содержание обломков девонских песчаников и алевролитов в галечной фракции морен поздневалдайского оледенения Южной Эстонии.

Fig. 60. Content of Devonian sandstones and siltstones in the pebble fraction of South-Estonian tills dating from the Late-Valdain glaciation.

Немалую роль в формировании состава гравийно-галечных фракций морен играли и петрографические особенности транспортируемых ледником обломков пород, особенно их прочность. Поскольку кристаллические породы более устойчивы к истиранию, чем карбонатные, то в южноэстонских моренах происходит относительное обогащение ими. Таким образом, подтверждается интересная закономерность, отмеченная еще В. Петерселлем *: чем больше в морене кристаллических пород, тем меньше в ней галек, или чем больше в морене карбонатных пород, тем больше в ней и галек. По нашему материалу эта зависимость графически представлена на рис. 61. О значительном окатывании обломков, преобладающим над дроблением их в леднике, свидетельствует быстрое возрастание коэффициента окатанности обломков в направлении движения материкового льда, т. е. в сторону южных и юго-восточных районов республики, и постоянное уменьшение среднего объема галек (Раукас, 1962а). Интересно и то, что высоким коэффициентом окатанности обладают гальки в моренах перед глинтом и близ него. По всей вероятности, здесь происходило обогащение морены более древней, хорошо окатанной морской и аллювиальной галькой.

Выполненные анализы показывают также, что окатанность обломков в морене в большей степени зависит от особенностей литолого-петрографического состава и степени выветрелости исходного материала, чем от длительности и способа транспортировки их. Например, обломки диктионемового и горючего сланцев на расстоянии нескольких километров от коренных выходов идеально окатаны, а на расстоянии нескольких десятков километров уже полностью истираются и исче-

* V. Petersell. Moreenidest Eesti NSV kagurajoonides Дипломная работа. Тарту, 1957. Рукопись на кафедре геологии ТГУ.

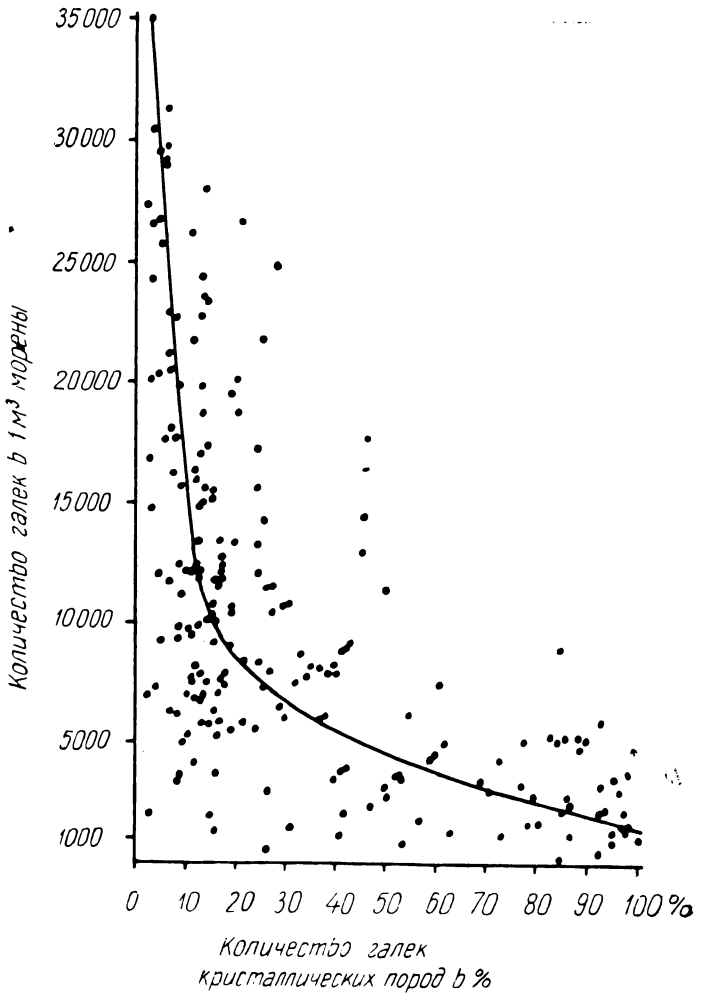


Рис. 61. Количество галек в 1 м³ морены в зависимости от содержания в ней кристаллических пород на примере верхневалдайских морен Эстонии.

Fig. 61. Amount the pebbles in 1 m³ of till depending on the crystalline rock content, on the example of tills belonging to the Late-Valdaian glaciation in Estonia.

зают из галечной фракции. Большие различия в скорости окатывания наблюдаются также между мергелями, известняками и доломитами и даже между отдельными разновидностями последних. То же самое отмечается и у обломков кристаллических пород (Раукас, 1962а). Крупнозернистые разновидности кристаллических пород (рапакиви, пегматиты, крупнозернистые граниты) из-за частого дробления почти всегда встречаются в моренах в виде остроугольных обломков различных размеров.

Заметное влияние на состав крупнообломочного материала морен оказывали дочетвертичный рельеф и условия залегания коренных по-

род. Например, в Северной Эстонии на возвышениях коренных пород морены почти всегда обогащены (более 80% гравийно-галечных фракций) обломками карбонатных пород. При этом менее прочные относительно экзарации и тонкослоистые разновидности карбонатных пород (например, тонкослоистые глинистые известняки с прослойками горючих сланцев кукрузеского горизонта и глинистые мергели яаниского горизонта) явно лучше захватывались ледником, чем толстослоистые и устойчивые к экзарации разновидности (например, тонкозернистые известняки раквереского горизонта или биогермовые доломиты яагарахуского горизонта). Особенно легко захватывались ледником разбитые трещинами коренные породы.

В пределах выходов девонских песчаников и алевролитов важное значение имела степень цементации отложений. Слабо сцементированные песчаники и алевролиты обогащали прежде всего мелкоземистую часть южноэстонской морены, в то время как прочно сцементированные разновидности дали начало обломкам гравийно-галечной размерности. Различной степенью цементации девонских отложений, видимо, объясняется также обнаруженная большая разница в содержании девонского материала в моренах южной части республики (рис. 60).

Предпринятые специальные исследования в пределах коренных выходов ордовика и силура позволили установить, что по пути движения ледника в его тело постоянно поступали большие порции местного обломочного материала, и морена обогащалась обломками именно того горизонта, по породам которого продвигался ледник. Например, в 5 км к юго-востоку от города Раквере, в пределах распространения коренных пород раквереского горизонта, 65,2% всех обломков карбонатных пород в морене были представлены породами этого горизонта. То же самое наблюдается близ Тамсалу, где в морене содержится 69,6% обломков пород тамсалуской свиты юруского горизонта. Максимум содержания обломков определенного горизонта обычно наблюдается близ дистальной границы выхода горизонта, хотя в зависимости от подстилающего рельефа могут быть и исключения.

Полученные нами результаты совпадают с данными исследований А. Дрейманиса и У. Вагнерса (Dreimanis, Vagners, 1965) в районе Великих озер в Канаде. По данным этих авторов, в районе Гамильтона, в Онтарио, в проксимальной части выхода доломитов содержание последних составляло всего лишь 2—4%, а на расстоянии 25—35 км — уже 55—67% всех обломков в морене. При пересечении границы выхода содержание доломитов резко падало, что также согласуется с нашими наблюдениями, по которым уже на расстоянии 6—8 км от границы выхода количество соответствующих обломков не превышает 20—30%.

Содержание эрратического (принесенного издалека) карбонатного материала в типичной донной морене обычно находится в пределах 5—20%. При мало податливых к эрозии пород ложа содержание местного материала в морене все же лишь немного превышает содержание принесенного издалека материала. Относительно много (до 50—70%) эрратического карбонатного материала на выходах девонских алевролитов и песчаников, мало обогащающих гравийно-галечные фракции морен местным материалом. Исключением являются также внутренние морены, в которых, по данным канадских исследователей (Dreimanis, Vagners, 1965), обнаруживается 37—55% обломков, принесенных с расстояния более чем 300 км.

Как уже указывалось раньше, местами встречаются внутренние морены, почти целиком или полностью состоящие из эрратического материала.

В Южной Эстонии среди обломков карбонатных пород встречаются обычно лишь трудноистираемые разновидности их. Например, близ г. Пылва в верхневалдайской морене преобладают (около 70% всех карбонатных пород) обломки райккюлаского, юруского и поркунического горизонтов, наряду с которыми обнаружено еще довольно много (около 12%) обломков сауньяской пачки набалаского и раквереского (5—8%) горизонтов. В то же время содержание относительно близко расположенных сравнительно нестойких к истиранию обломков пиргуского и оандуского горизонтов не превышает содержания обломков волховского и кундаского (менее 5%), выходы которых приурочены к Северо-Эстонскому глинту. Добавим, что в моренах Восточной Латвии содержание ордовикско-силурийских пород колеблется всего лишь в пределах 1—10% (Коншин, 1965), и здесь обнаруживаются только наиболее стойкие разновидности этих пород.

Близ Треймани (Юго-Западная Эстония) в карбонатной составляющей морены резко преобладают обломки пород яагарахуского горизонта (60—70%), наряду с которыми установлено сравнительно много (12—18%) обломков пород райккюлаского и юруского горизонтов, в то время как относительно глинистые и легко истираемые породы яаниского и адавереского горизонтов встречаются лишь очень редко.

При соответствующих подсчетах необходимо учитывать, что обогащение различных фракций морены обломками карбонатных пород того или другого горизонта происходит с неодинаковой скоростью и зависит не только от стойкости к абразии, но и от структурно-текстурных особенностей исходных пород. Карбонатные породы, как известно, поступают обычно в ледник в виде довольно крупных обломков, измельчение которых до размера средней или мелкой гальки, как основного объекта анализов, требует определенного времени переноса.

Известные закономерности наблюдаются также в распределении различных групп кристаллических пород (Раукас, 1962а, 1963а и др.). В моренах Эстонии встречаются почти все основные группы кристаллических пород, начиная от кислых и кончая ультраосновными. Исходной областью их, как уже отмечалось во II главе, являются в основном Южная Финляндия и дно Балтийского моря (рис. 62). Шведские породы обнаружены лишь в немногих случаях, среди прибрежной гальки на западном берегу островов Западно-Эстонского архипелага.

В табл. 12 приводятся данные о количественных соотношениях галек кристаллических пород в верхневалдайских моренах на территории Эстонии. Здесь, как и в Финляндии, преобладают породы гранитового состава: граниты, рапакиви-граниты, рапакиви, порфировые граниты, пегматиты, мигматиты, аплиты. По количественному составу за ними следуют метаморфические породы, из которых чаще всего встречаются разные гнейсы, реже амфиболиты, лептиты и метаморфические сланцы. Относительно широко распространены в моренах, особенно на западных островах, иотнийские кварцитовидные песчаники. Почти в равных количествах встречаются породы группы диорита и габбро. Ультраосновные породы, преимущественно пироксениты, обнаружены лишь в виде единичных находок. Основные разновидности эффузивных пород (диабазы, диабазовые порфириты, уралитовые порфириты, плагиокла-

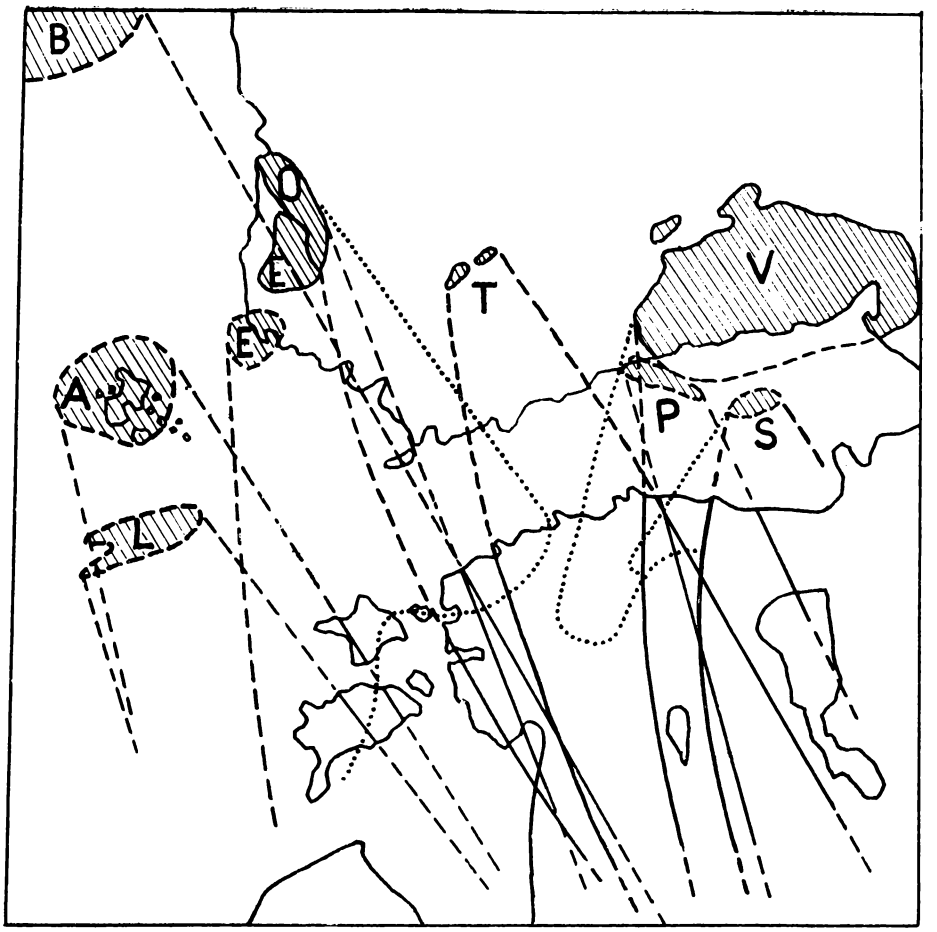


Рис. 62. Распространение руководящих типов пород в галечной фракции верхневалдайских морен Эстонии. Пунктиром показаны веера распространения валунов во время пандивереской и паливереской стадий наступления ледника.

B — Ботнические порфиры; *A* — породы Аландского массива; *L* — кварцевые порфиры со дна Балтийского моря; *O* — сатакунтские оливиновые диабазы; *E* — рапакиви Юго-Западной Финляндии; *T* — уралитовые порфириты Таммела; *V* — выборгские рапакиви; *P* — уралитовые порфириты Пеллинге; *S* — суурсаарские (хогландские) кварцевые порфиры. Расположение коренных выходов руководящих валунов приводится по Х. Вийдингу (1957).

Fig. 62. Distribution of indicator rocks in the pebble fraction of tills dating from Late-Valdaian glaciation. Dotted lines indicate the fans of boulder location during the Pandivere and Palivere stages of the glacier's advance.

B — Bothnian porphyries. A — rocks from the Åland Massif, L — quartz porphyries from the bed of the Baltic Sea, O — olivine diabases from Satakunta, E — rapakivi from SW Finland, T — uralitic porphyrites from Tammela, V — rapakivi from Vyborg, P — uralitic porphyrites from Pellinge, S — quarz porphyries from Suursaari (Hogland) Location of outcrops of indicator rocks after H. Viiding (1957).

Таблица 12

Содержание различных групп кристаллических пород в галечной фракции верхневалдайских морен Эстонии

Группы пород	Среднее, в % для		Среднее, в % для материковой части Эстонии	
	всей Эстонии	западных островов	Западной	Восточной
Граниты	76,6	73,3	76,2	78,2
Сиениты, хальсинкиты	1,1	0,8	1,2	0,9
Основные и ультраосновные глубинные породы	2,7	3,0	3,1	2,1
Эффузивы кислого состава	1,6	1,9	1,1	2,0
Эффузивы основного состава	2,7	2,3	2,7	2,6
Метаморфические породы	11,8	9,4	12,7	11,9
Кварциты и потнийские кварцитовидные песчаники	3,3	9,2	2,8	2,1
Остальные	0,2	0,1	0,2	0,2

зовые порфириты и др.) встречаются чаще, чем кислые (кварцевые порфиры, фельзиты, фельзит-порфиры).

Сравнение результатов автора с данными, полученными Х. Вийдингом (1957) для поверхностных кристаллических валунов республики, показывает их неплохое совпадение. Расхождения объясняются главным образом различиями в исследованных фракциях. В изученной нами галечной фракции увеличивается содержание эффузивных пород, кварцитов и кварцитовидных песчаников, которые были захвачены ледником в виде небольших валунов, либо легко распадались и окатывались в нем вследствие своей хрупкости или небольшой прочности. Относительным накоплением в галечной фракции эффузивов основного состава объясняется и полученное автором более высокое содержание группы основных пород по сравнению с результатами Х. Вийдинга.

Вопросы распространения руководящих типов пород среди поверхностных валунов (Вийдинг, 1957; Hausen, 1912; Viiding, 1955 и др.) и в моренах последнего оледенения (Raukas, 1961b; Раукас, 1963а. 1965б; Гайгалас, Раукас, 1965) уже достаточно подробно освещены в литературе, и здесь нет необходимости на них останавливаться. Ниже приведем лишь данные о распространении в разновозрастных моренах республики разных типов пород (в том числе и руководящих), так как они в литературе почти отсутствуют.

В предглинтовой полосе разновозрастные морены по литологическому составу гравийно-галечных фракций мало отличаются. Все залегающие здесь вдали от выходов кембрийских и нижнеордовикских пород моренные горизонты (о-ва Найссаар, п-ова Юминда и Пяриспеа. см. рис. 29) сложены обломками кристаллических пород, принесенных с территории Южной Финляндии и со дна Финского залива. В то же время в разновозрастных моренах предглинтовой полосы, вблизи выходов кембрийских и нижнеордовикских пород (Вяэна-Йыэсуу, г. Таллин), наряду с обломками кристаллических пород содержатся также обломки кембрийских алевролитов и песчаников пиритаской и тискреской свит (до 40—60%), а в отдельных случаях и обломки карбонат-

ных пород (например, в Вяэна-Йыэсуу) или сланцев и песчаников нижнего ордовика (напр., в Пирита).

Пока еще трудно установить литологические критерии для корреляции разновозрастных морен по составу грубых фракций на Северо-Эстонском плато, в пределах распространения коренных карбонатных пород. В зависимости от изменения состава подстилающих пород, обусловленного неодинаковыми путями движения ледников, состав гравийно-галечных фракций разновозрастных морен на этой довольно обширной территории изменяется в больших пределах (Раукас, 1963б и др.). Так как изученные до сих пор разрезы находятся сравнительно далеко друг от друга, и для определения возраста отдельных моренных горизонтов в этих разрезах палеонтологические доказательства отсутствуют, то в настоящее время невозможно провести здесь и корреляцию отдельных горизонтов по площади, а также надежно восстановить по литологическим данным пути движения ледников.

Довольно четко отличаются по литологическому составу разновозрастные моренные горизонты на Саадъярвском друмлинном поле (Каяк, 1965б), например в опорном разрезе Саадъярв (табл. 13).

Различия в составе отдельных моренных горизонтов в пределах друмлинного поля, более подробно рассмотренные в публикациях К. Каяка (1965б) и Г. Эльтерманна, А. Раукаса (1963), объясняются, видимо, разными путями движения ледников во время разных оледенений и их стадий. Это предположение наиболее уверенно подтверждается анализом руководящих валунов. В моренах московского и ранневалдайского (?) оледенений отсутствуют рапакиви Выборгского массива, обнаруженные в большом количестве в моренах днепровского оледенения (в разрезе Саадъярв 7,3—11,1%). В последних установлены еще отдельные суурсаарские кварцевые порфиры, отсутствующие в моренах московского и ранневалдайского оледенений. Это показывает, что днепровская морена отложена ледниками, продвигавшимися с севера или даже с северо-востока, тогда как ледники московского и ранневалдайского оледенений отложены ледниками юго-восточного направления движения. Сказанное подтверждается также высоким содержанием мергелей наровского горизонта (до 44%) в морене днепровского оледенения и отсутствием их в моренах московского и ранневалдайского оледенений.

Таблица 13

Содержание различных типов пород в среднегалечной (25—50 мм) фракции разновозрастных морен разреза Саадъярв* (скв. 251), %

Типы пород	Предполагаемый возраст морены				
	Q_2^{dn} (или Q_1^{ok})	Q_2^{dn}	Q_2^{msk}	$Q_3^{vd_1}$	$Q_3^{vd_2}$
Карбонатные	72,2	72,8	81,1	89,5	83,3
Кристаллические	24,6	23,8	18,1	10,5	16,2
Песчаники	3,2	3,4	0,8	—	0,5

* Определения выполнены А. Раукасом.

В поверхностной серой морене, отложенной явно ледниками юго-восточного направления движения, совпадающего с ориентировкой друмлин, гальки рапакиви немногочисленны и обломки мергелей наровского горизонта практически отсутствуют. Зато исключительно много девонского материала и обломков валунов рапакиви содержат красно-бурые, или фиолетовые морены к северо-востоку от друмлинного поля, севернее краевых образований Алнавере—Кайу—Сельгузе—Пала. Обломки известняков и доломитов в этой морене немногочисленны, а близ выходов пород девона и на них (Роостоя, Агусалу) вовсе отсутствуют, и эти морены сложены целиком обломками кристаллических пород, девонских мергелей и песчаников (Raukas, 1961а; Раукас, 1963б; Эльтерманн, Раукас, 1963). Упомянутая морена отложена при одной более поздней подвижке ледника поздневалдайского оледенения юго-западного направления, дошедшего до друмлинного поля, но не преодолевшего его.

Четко уловимые различия в составе гравийно-галечных фракций разновозрастных морен наблюдаются на территории Южной Эстонии (Орвику, 1958в; Лыокене, 1961; Раукас, 1963б; Каяк, 1965а; Lõokene, 1961а). Большое число анализов,* выполненных прежде всего в ходе геологической съемки и дополненных анализами автора, К. Орвику и Э. Лыокене, позволяют проиллюстрировать сказанное на значительно большем фактическом материале, чем это было возможно раньше. Основываясь на рекомендациях К. Орвику (1968в) и принимая во внимание сравнительно небольшой исходный вес анализированных образцов, мы приняли за опорную фракцию 5—10 мм, которая в образцах встречается в достаточном количестве, имеет наиболее постоянный состав и легко поддается определению. К тому же эту фракцию при соответствующих исследованиях наиболее часто используют также на соседних территориях, что позволит в дальнейшем перейти к более широким обобщениям. Следует отметить, что в ходе геологической съемки на территории республики применялась несколько иная градация (1—5, 5—7 и 7—10 мм), и поэтому в табл. 14 приведены также данные по фракции 7—10 мм, наиболее близкой к изученной нами. Сравнительные анализы обеих фракций показали, что расхождения в их составе незначительны. Ввиду региональных различий в подстилающих коренных породах данные по разновозрастным моренным горизонтам приведены в табл. 14 по отдельным природным районам (равнина Юго-Западной Эстонии, Сакалаская, Отепяская и Хаанья-ская возвышенности).

Возраст выделенных главным образом по условиям залегания и макроскопическим признакам горизонтов морен в Южной Эстонии, разумеется, условный, поскольку палеонтолого-стратиграфические данные для определения его еще недостаточны.

Результаты анализов свидетельствуют, что условно выделенные разновозрастные моренные горизонты в основном довольно хорошо коррелируются во всей Южной Эстонии. Маркирующим горизонтом К. Каяк (1965а и др.) считает серую, обогащенную обломками карбонатных пород морену московского оледенения, содержащую сравнительно немного обломков девонских песчаников и кристаллических пород. Больше всего кристаллических пород обычно содержится в

* Использованы результаты 12 анализов по нижнеплейстоценовым, 182 — по среднеплейстоценовым и 464 — по верхнеплейстоценовым отложениям.

моренах днепровского и окского оледенений. Промежуточную группу составляет фиолетово-серая морена ранневалдайского оледенения, в которой кристаллических пород и девонских песчаников содержится больше, чем в морене московского оледенения, но меньше, чем в моренах днепровского и окского оледенений. Относительно изменчив состав красно-бурой морены поздневалдайского оледенения (см. Орвику, 1958в), средние показатели которого все же довольно близки к показателям состава красно-бурой морены днепровского оледенения. Не менее четкие различия в литологическом составе наблюдаются в галечной фракции разновозрастных морен.

Сравнение между собой изученных участков (табл. 14) показывает, что они несколько отличаются по соотношению известняков и доломитов, причем относительное содержание доломитов, как более устойчивых, возрастает в юго-восточном направлении и достигает своего максимума на Хааньяской возвышенности, в южной части которой морены обогащаются еще и девонскими доломитами.

Разновозрастные морены также отличаются по соотношению из-

Таблица 14

Средний литологический состав крупногравийной фракции разновозрастных морен Южной Эстонии, %*

Районы	Породы	Предполагаемый возраст морены				
		Q^{ok}_1	Q^{dn}_2	Q^{msk}_2	$Q^{vd_1}_3$	$Q^{vd_3}_3$
Юго-Западная Эстония	Известняки	2,7	28,0	45,2	34,1	30,8
	Доломиты	2,1	21,4	29,1	22,1	25,4
	Кристаллические	91,2	41,3	24,4	40,6	35,6
	Песчаники	4,0	9,3	1,3	3,2	8,2
Сакаласская возвышенность	Известняки	не установлены	35,1	39,2	не установлены	34,2
	Доломиты		23,1	26,1		27,0
	Кристаллические		35,5	29,6		28,8
	Песчаники		6,0	5,2		9,0
Отепяская возвышенность	Известняки	23,7	31,4	46,5	41,9	35,6
	Доломиты	18,4	25,0	30,1	28,0	32,2
	Кристаллические	55,5	36,2	21,8	25,2	27,4
	Песчаники	2,4	7,4	1,6	4,9	6,8
Хааньяская возвышенность	Известняки	32,6	28,8	41,1	38,8	27,2
	Доломиты	36,5	27,1	31,0	29,2	31,2
	Кристаллические	27,3	38,6	26,1	28,9	34,4
	Песчаники	3,6	5,5	1,8	3,1	7,2

* Таблица составлена А. Раукасом с привлечением материала К. Орвику, Э. Лыскене и сотрудников Управления геологии СМ ЭССР.

вестняков и доломитов, что объясняется разными путями движения ледников во время отдельных оледенений. Общеизвестно, что ордовикские отложени на северо-востоке Эстонии сильно доломитизированы (см. рис. 4), в то время как в западной части республики они представлены сравнительно чистыми известняками. Из силурийских пород в материковой части Эстонии наиболее доломитизированы породы яагарахуского и яаниского, а в средней Эстонии кроме того еще адавереского и райккюлаского горизонтов. Из-за неодинакового распространения доломитов по площади морены разных оледенений обогащались ими в разной степени. Наименьшее относительное содержание доломитов среди обломков карбонатных пород обнаружено в моренах московского и ранневалдайского оледенений (табл. 14), отложенных ледниками, продвигавшимися в юго-восточном направлении (рис. 17). Ледники окского, днепровского и поздневалдайского оледенений, продвигавшиеся на территорию Южной Эстонии в основном в южном, отчасти даже в юго-западном направлении (рис. 18), пересекали более обширные выходы доломитов и девонских песчаников, и, соответственно, в большей степени обогащались этими породами. При интерпретации полученных результатов необходимо еще учитывать, что сравнительно легко эродируемые девонские песчаники и мергели в северо-восточной части республики в начале плейстоцена явно распространялись значительно более широко, чем в настоящее время.

Выводы относительно преобладающего направления движения ледников во время отдельных оледенений (рис. 17, 18) подтверждаются также анализом руководящих типов кристаллических пород (Раукас, 1965б и др.). Отсутствие или небольшое содержание валунов выборгских рапакиви и суурсаарских кварцевых порфиров в моренах московского и ранневалдайского оледенений Юго-Восточной Эстонии, а также присутствие рапакиви Юго-Западной Финляндии в одновозрастных моренах Юго-Западной Эстонии говорят об отложении этих морен ледником, наступающим с северо-запада или северо-северо-запада (примерно по азимуту 140—165°). В то же время высокое содержание выборгских рапакиви и суурсаарских порфиров в моренах окского, днепровского и поздневалдайского оледенений Юго-Восточной Эстонии, достигающее местами, например в морене днепровского оледенения близ Мунамяги, более 25%, говорит о формировании их ледниками меридионального или близкого к нему направления движения. Об этом же направлении движения ледников свидетельствует отсутствие или невысокое содержание рапакиви из Юго-Западной Финляндии в моренах окского, днепровского и поздневалдайского оледенений на территории Юго-Западной Эстонии. Полученные пока еще немногочисленные данные по распространению руководящих валунов в разновозрастных моренах Эстонии хорошо увязываются с соответствующими данными по Южной Прибалтике (Гайгалас, 1963; Гайгалас, Раукас, 1965 и др.) и, таким образом, являются предпосылкой для коррелирования плейстоценовых разрезов на территории всей Прибалтики.

Минеральный состав песчано-алевритовых фракций морен характеризуется по качеству большой пестротой. Автором в этих фракциях установлен 51 различный минерал и минеральная группа (Раукас, 1961а). Среди них преобладают кварц, полевые шпаты и карбонаты, составляющие более чем 95 вес. % всех анализированных минералов. Содержание слюд обычно не превышает 3%. На долю всех остальных минералов приходится около 2%.

Содержание тяжелой подфракции (плотность свыше 2,89 г/см^3) в моренах Эстонии невысокое: в крупнопесчаной фракции в среднем 0,4%, в среднепесчаной 0,55%, в мелкопесчаной 0,8%, в крупноалевритовой 1,9% и в мелкоалевритовой 3,2%. Е. Рухина (1965) обращает внимание на то, что выход тяжелой подфракции в моренах зависит от рельефа коренных пород и уменьшается в нижней части моренного горизонта, контактирующей с осадочными породами. Нашими материалами такая закономерность не подтверждается.

Качественный состав минералов наиболее бедный в крупно- и среднепесчаных фракциях, где в тяжелой подфракции пока установлены всего лишь 31 различный минерал или минеральная группа. Среди них сильно преобладают рудные минералы, амфиболы, пироксены и гранат, нередко почти целиком слагающие эту подфракцию.

Мелкопесчаная, крупноалевритовая и мелкоалевритовая фракции по качественному составу минералов друг от друга не отличаются, но существенные различия наблюдаются в количественном распространении отдельных минералов (Раукас, 1961а; Пиррус, Раукас, 1963а, б). Так, среди минералов легкой подфракции отмечается резкое увеличение карбонатов в сторону более мелких фракций, обусловленное невысокой механической устойчивостью исходного материала. Малой механической прочностью объясняется также накопление биотита, мусковита и хлоритов в более мелких фракциях. Здесь необходимо еще отметить, что бесцветная слюда часто представлена серицитом — продуктом разложения полевых шпатов и слюд и уже в момент возникновения встречается в виде мелких чешуек. Характерно высокое содержание различных сильновыветрелых обломков и минеральных агрегатов, а также гидрослюдистых минералов в мелкоалевритовой фракции. Соответственно этому уменьшается относительное содержание кварца и полевых шпатов, причем соотношение их также уменьшается в том же направлении.

Среди минералов тяжелой подфракции обращает на себя внимание значительное увеличение содержания циркона, монацита и ксенотима в сторону более мелких фракций. Возрастает также содержание флюорита, топаза, апатита, анатаза, брукита, титанита и рутила. Все эти минералы являются акцессорными для материнских пород кристаллического массива Фенноскандии и встречаются в них обычно в виде микроскопических кристаллов и выделений. Этим и объясняется концентрация их в более мелких фракциях морен. Амфиболы, пироксены, дистен, ставролит и глауконит вступают в процесс транспортировки в виде более крупных частиц и концентрируются поэтому в более крупных фракциях.

В образцах, собранных из различных регионов республики, в качественном минеральном составе морен не наблюдается каких-либо более четких различий. Более наглядно закономерности выявляются в количественных соотношениях минералов, зависящих от влияния подстилающих пород, а также от воздействия механического и химического выветривания на слагающие морену обломки. Необходимо при этом отметить, что зависимость минерального состава песчаной и алевритовой фракций от подстилающих коренных пород выражена менее отчетливо, чем аналогичная зависимость литологического состава грубообломочных фракций.

Рассмотрим сказанное по материалам наиболее детально изученной нами морены поздневалдайского оледенения. В табл. 15 приведены

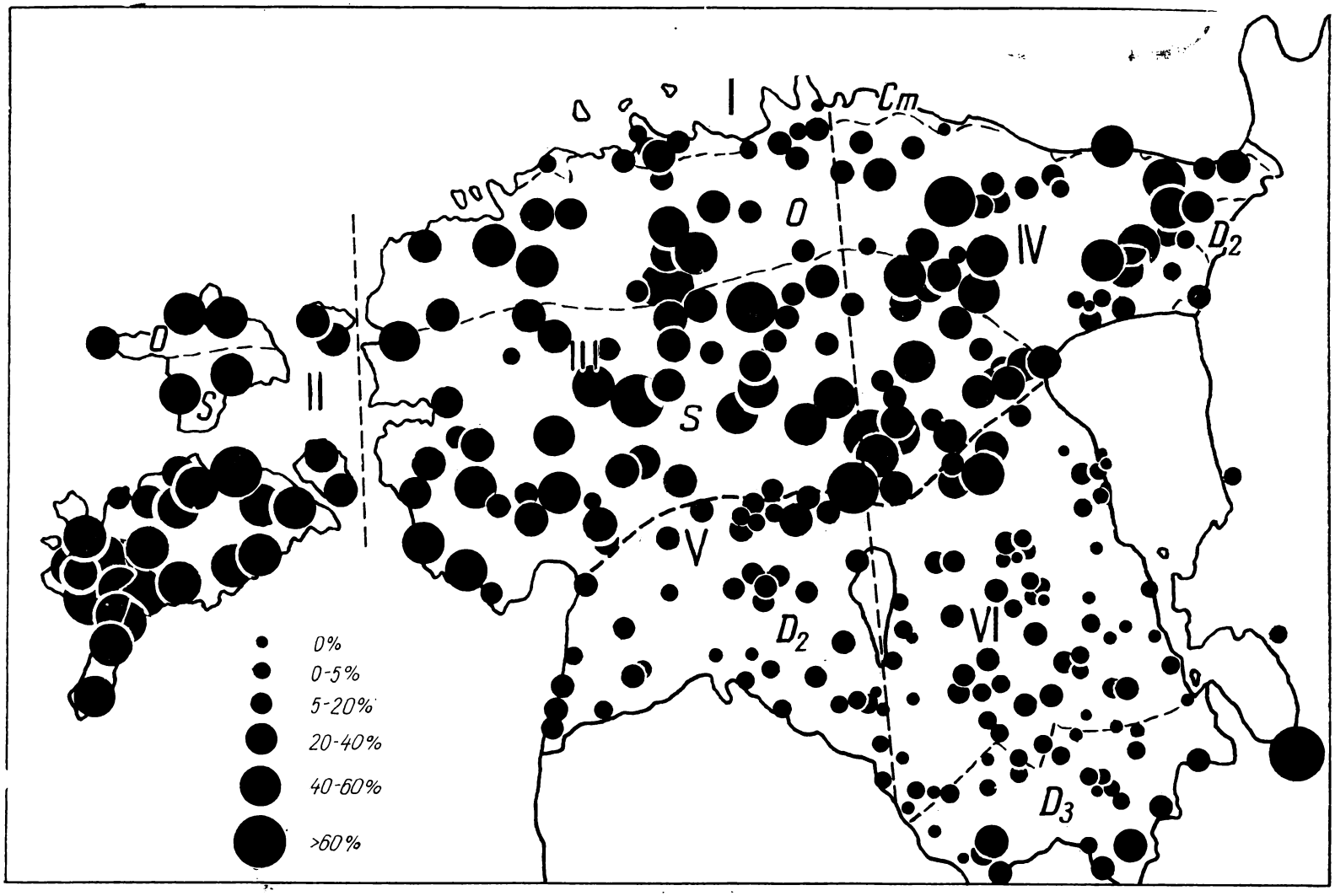


Рис. 63. Содержание карбонатов (кальцита и доломита) в легкой мелкопесчаной фракции в верхневалдайских морен Эстонии.

Fig. 63. Carbonate (calcite and dolomite) content in the light fine sand fraction of tills of the Late-Valdaian glaciation.

сводные данные минерального состава мелкопесчаной (0,1—0,25 мм) фракции из различных районов республики. Выделены следующие районы: I — предглинтовая область, выходы кластических пород кембрия; II — острова Западно-Эстонского архипелага, выходы карбонатных пород ордовика и силура; III — Северо-Западная Эстония, выходы карбонатных пород ордовика и силура; IV — Северо-Восточная Эстония, выходы карбонатных пород ордовика и силура и на ограниченной территории также кластических пород и мергелей среднего девона; V — Юго-Западная Эстония, выходы кластических пород среднего девона; VI — Юго-Восточная Эстония, выходы кластических пород среднего и верхнего девона и карбонатных пород верхнего девона. Границы между районами II—IV, совпадающими с границей силура и девона и с направлением Выртсъярвской впадины, приведены на рис. 63—68.

Наиболее показательно уменьшение содержания карбонатных минералов в морене по мере перехода от подстилающих ордовикских и силурийских коренных пород в северной части республики к девонским в южной ее части (рис. 63). Если в мелкопесчаной и крупноалевритовой фракциях североэстонских морен содержание карбонатных минералов обычно составляет 20—70%, то в южноэстонских моренах оно редко превышает 10%. Часто карбонаты в них совсем отсутствуют. Карбонатных минералов вообще нет или они встречаются в небольших количествах (менее 10%) также в морене предглинтовой области. Интересно, что в морене поздневалдайского оледенения Северной Эстонии среди карбонатных минералов кальцит обычно преобладает над доломитом, а в Южной Эстонии, наоборот, доломит преобладает над кальцитом. Это объясняется более высокой устойчивостью доломита при транспорте и значительным преобладанием его над кальцитом в породах силура и девона.

Соответственно уменьшению карбонатов в южном направлении происходит постепенное обогащение морены кварцем (рис. 64) и полевыми шпатами, причем содержание кварца возрастает быстрее, чем полевых шпатов. Это объясняется влиянием девонских песчаников, в которых кварц резко преобладает над полевыми шпатами, а отчасти также механическим и химическим выветриванием последних при транспортировке. В этом же направлении наблюдается и всё возрастающее преобладание калиевых полевых шпатов над натриевокальциевыми, обусловленное более быстрым разложением плагиоклазов при транспортировке и влиянием подстилающих пород, среди которых чаще встречаются калиевые разновидности полевых шпатов (Вийдинг, 1968; Юргенсон, 1970). Воздействием выходов среднедевонских и близостью выходов кембрийских пород объясняется относительно высокое содержание полевых шпатов в Северо-Восточной Эстонии.

В южном и юго-восточном направлении увеличиваются окатанность и округленность минералов. Так, коэффициент окатанности кварца по трехбалльной системе составляет в моренах Северной Эстонии — 1,7—2,0, а в Средней — 1,8—2,2 и в Юго-Восточной — 1,9—2,3. С одной стороны, это объясняется влиянием девонских алевролитов и песчаников, зерна кварца которых обладают довольно высокой степенью окатанности, а с другой — истиранием зерен в ходе транспортировки.

А. Спицын (1964) различает три основных процесса, влияющих на механическое разрушение мелкообломочного материала, а именно: растрескивание, дробление и абразию, причем для ледникового транс-

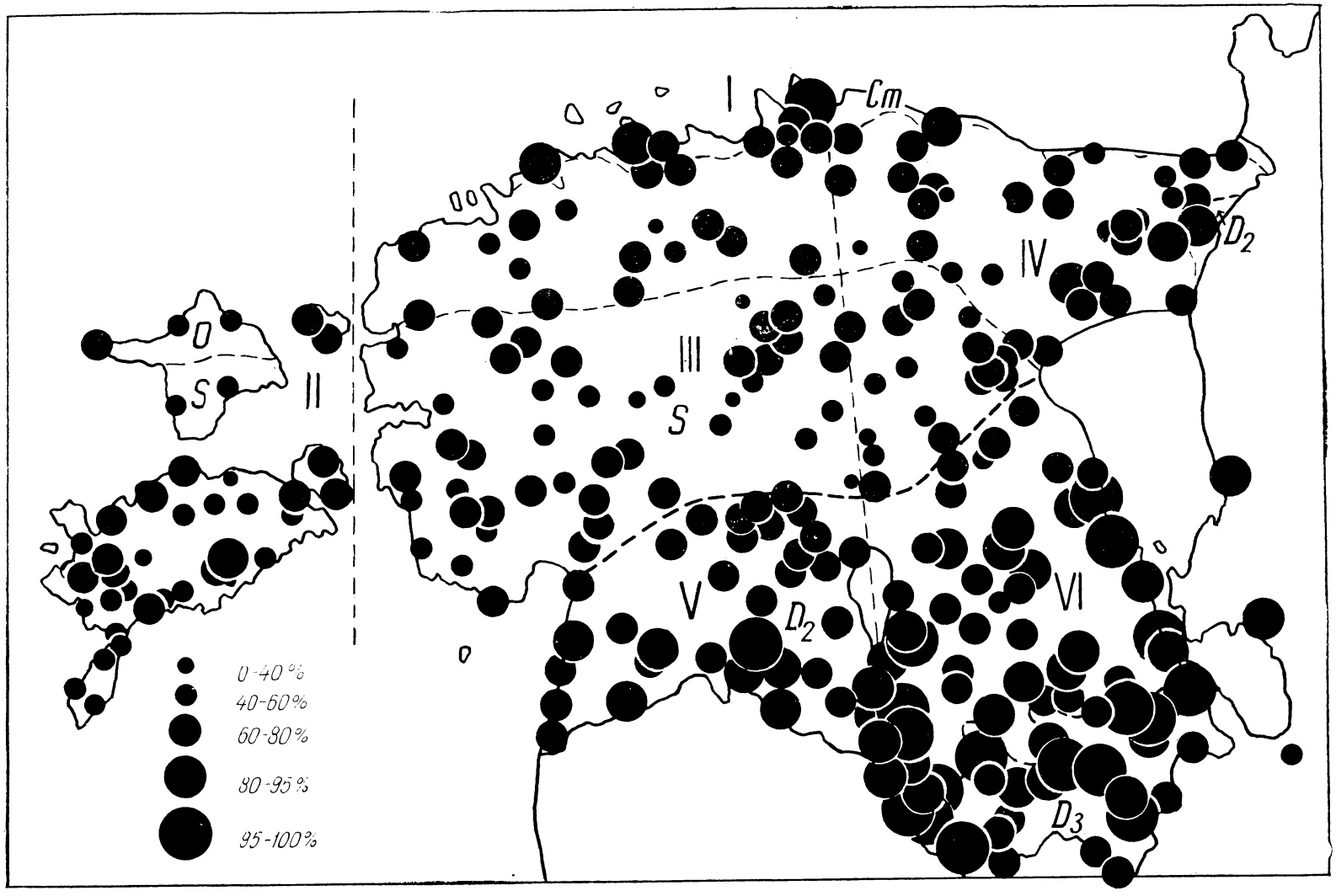


Рис. 64. Содержание кварца в легкой мелкопесчаной фракции верхневаалдайских морен Эстонии.
Fig. 64. Quartz content in the light fine sand fraction of tills of the Late-Valdaian glaciation.

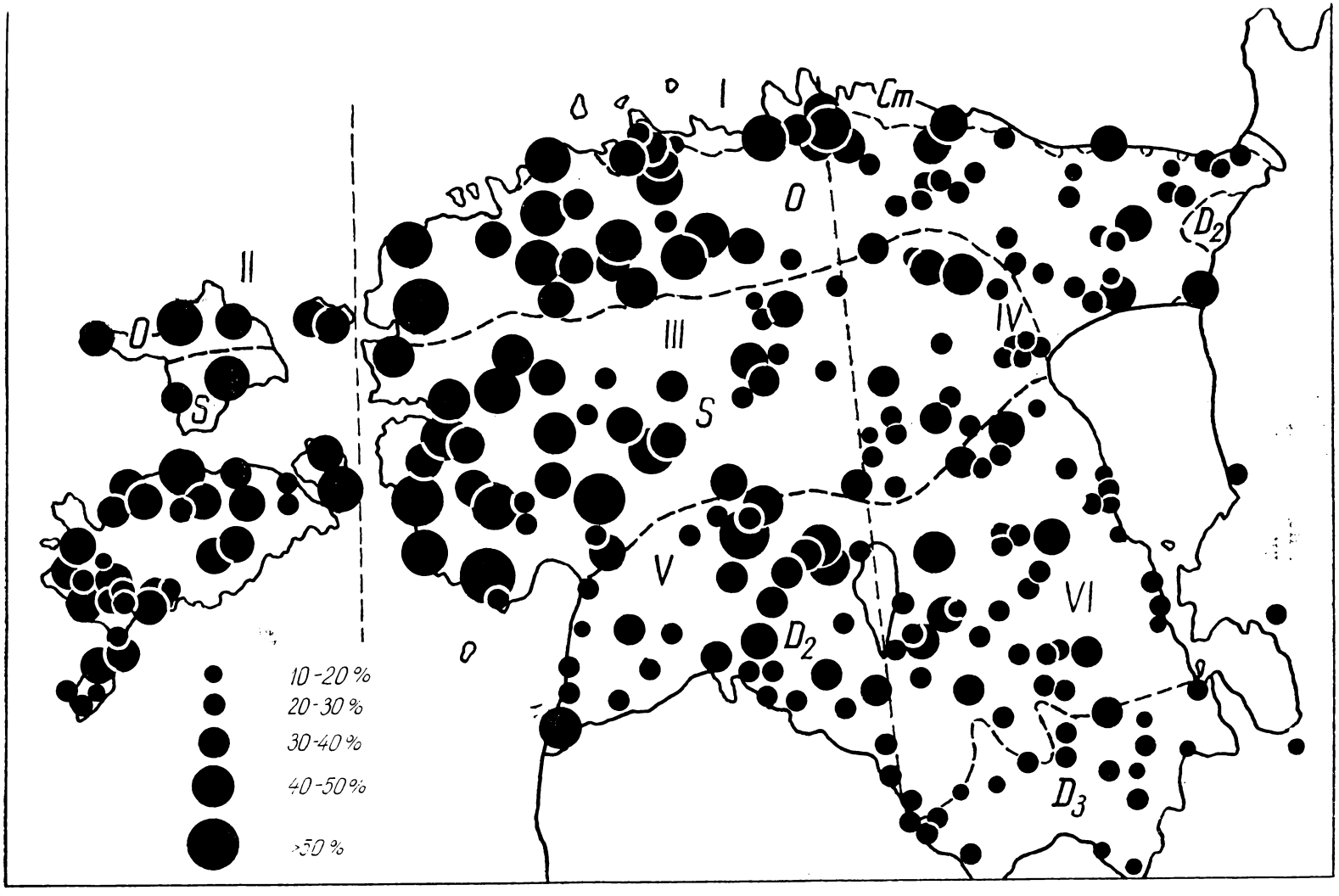


Рис. 65. Содержание амфиболов в тяжелой мелкопесчаной фракции верхневалдайских морен Эстонии.

Fig. 65. Amphibole content in the heavy fine sand fraction of tills of the Late-Valdaian glaciation.

порта он считает наиболее характерным постоянное дробление материала. На наш взгляд, он недооценивает роли истирания (абразии) материала и явно преувеличивает значение дробления мелкообломочного материала в движущихся моренах.

Среди минералов тяжелой подфракции в южном и юго-восточном направлении постепенно уменьшается содержание амфиболов (рис. 65), пироксенов и других характерных для выходов кристаллических пород минералов, причем соответственно увеличивается количество характерных для подстилающих палеозойских отложений, стойких к выветриванию минералов, таких, как гранат (рис. 66), циркон (рис. 67), турмалин, рутил и др.

Определенные различия, вызванные преимущественно влиянием подстилающих палеозойских пород, наблюдаются также между западной и восточной частью республики. Так, например, магнетит и ильменит значительно больше распространены в восточной, чем в западной части Эстонии (табл. 15), особенно в пределах впадины Чудского озера и на юго-востоке республики (рис. 68). В то же время карбонатов содержится значительно больше в моренах западной части территории, что характерно и для морен Латвии (Савваитов, 1965). Морены в Западной Эстонии содержат также больше плагиоклазов. Объясняется это тем, что породы в Восточной Финляндии чаще представлены богатыми калиевыми полевыми шпатами изверженными породами (рапакиви и др.), в то время как на западе более часто встречаются выходы основных изверженных и эффузивных пород и гнейсов — главного источника минералов группы плагиоклаза (Вяюрюнен, 1959 и др.).

Ввиду определенных различий в составе девонских отложений (табл. 2, рис. 5, 6) красно-бурые морены в юго-западной части республики и севернее Тарту более обогащены полевыми шпатами, слюдами, гранатом (рис. 66) и апатитом (табл. 15), но содержат явно меньше кварца (рис. 64), магнетита, ильменита (рис. 68) и лейкоксена, турмалина, минералов группы циркона (рис. 67) и рутила, а также ставролита, андалузита, дистена и силлиманита, более характерных для девонских отложений юго-восточной части республики. Для отдельных минералов можно установить еще более тесную связь с подстилающими породами. Например, особенно много граната (рис. 66) содержится в моренах на выходах адавереского горизонта силура, а также пярнуского и арукюлаского горизонтов среднего девона, рудных минералов — на выходах яниского горизонта силура и буртниекского, арукюлаского и швентойского горизонтов среднего девона (рис. 68), что объясняется высоким содержанием этих минералов в терригенном компоненте пород названных горизонтов (см. гл. II).

Под влиянием местных кембрийских пород в предглинтовой синевато-серой морене и в морене близ северного побережья республики (Пяртлиорг и др.) и под влиянием силурийских пород (яниский горизонт) в некоторых местах Западно-Эстонского архипелага (Мынту и др.) содержится много пирита (местами более 80—90% тяжелой подфракции; рис. 69). В предглинтовой полосе и близ глинта местами, например в Маарду (табл. 16), отмечается также высокое содержание глауконита.

Здесь необходимо сразу оговориться, что выше изложены лишь общие тенденции в распространении отдельных минералов или групп минералов. Фактически в минеральном составе морены одного и того

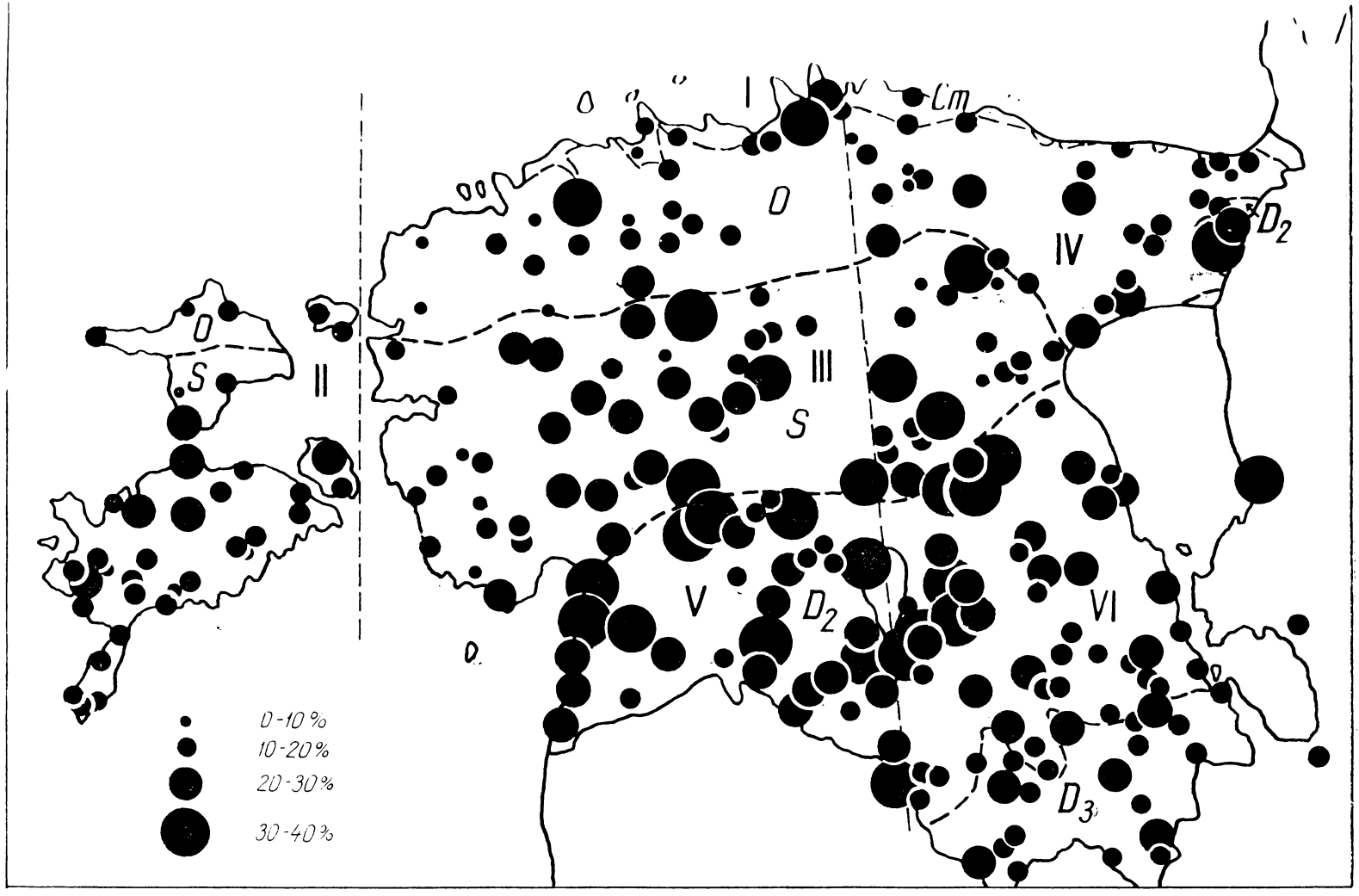


Рис. 66. Содержание граната в тяжелой мелкопесчаной фракции верхневалдайских морен Эстонии.

Fig. 66. Garnet content in the heavy fine sand fraction of tills of the Late-Valdaian glaciation.

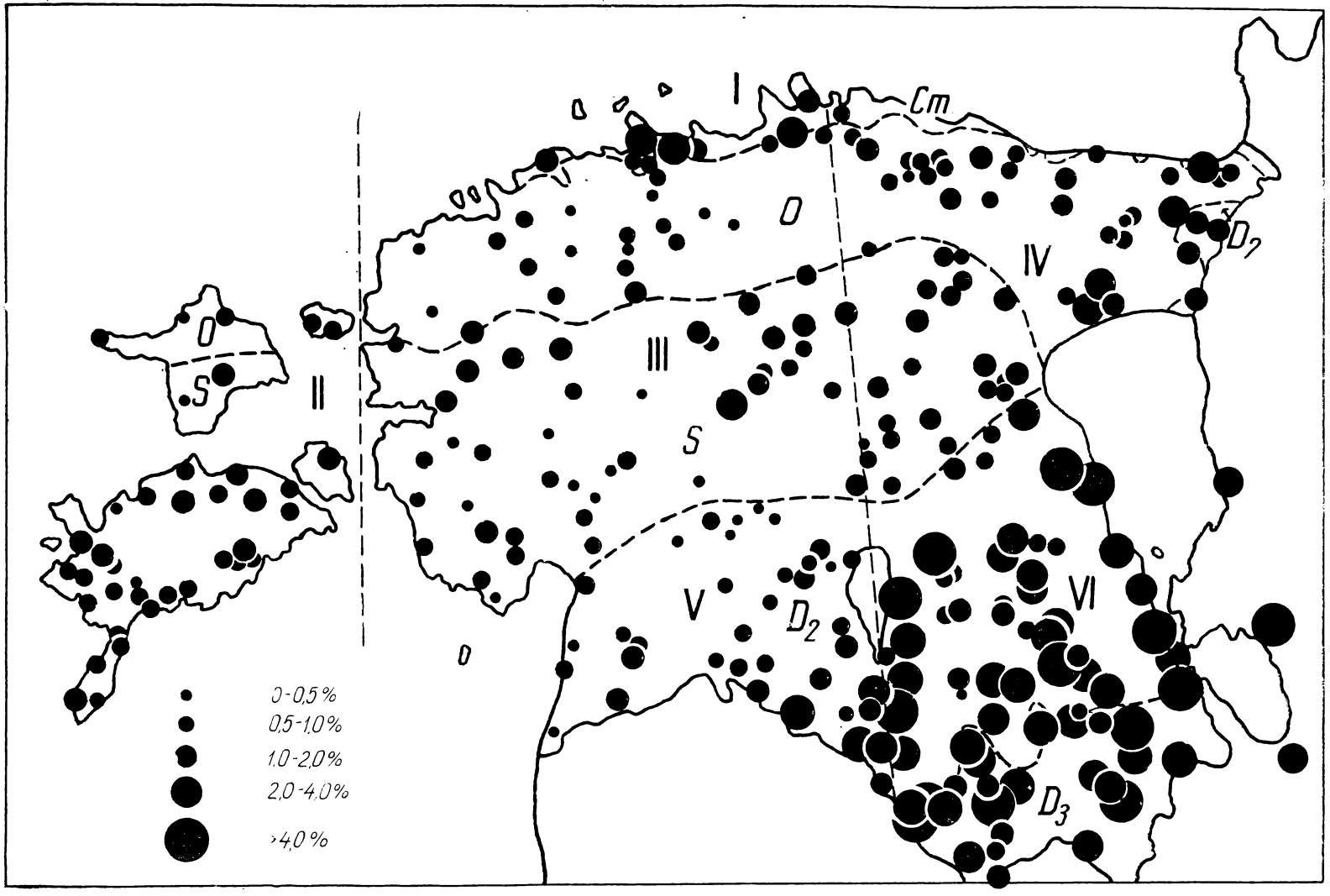


Рис. 67. Содержание циркона в тяжелой мелкопесчаной фракции верхневалдайских морен Эстонии.

Fig. 67. Zircon content in the heavy fine sand fraction of tills of Late-Valdaian glaciation.

Таблица 15

Сводные данные минерального состава мелкопесчаной фракции верхнезалдайской морены в различных районах республики, %

Минералы	I	II	III	IV	V	VI
	Легкая подфракция					
Кварц	78,1	46,4	46,2	58,4	73,2	77,9
Полевые шпаты	20,4	9,7	12,5	16,6	16,7	15,5
Карбонаты	0,3	41,7	34,2	17,2	7,1	4,3
Биотит	0,3	0,8	1,5	1,4	1,3	1,0
Мусковит	0,2	0,8	0,9	2,1	1,1	0,6
Глауконит	0,6	—	0,4	0,1	+	+
Агрегаты и остальные минералы	0,1	1,4	4,3	1,2	0,6	0,7
	Тяжелая подфракция					
Магнетит, ильменит	10,3	12,0	11,4	16,2	10,6	19,2
Гематит, лимонит	1,8	8,2	6,2	8,9	9,8	11,6
Пирит	10,5	6,2	2,4	1,7	0,5	0,4
Лейкоксен	0,4	0,4	1,6	1,3	1,3	2,6
Гранат	16,3	13,2	12,8	25,9	29,5	20,6
Амфиболы	37,1	33,0	41,2	24,2	26,2	21,3
Пироксены	7,4	7,6	7,4	4,1	4,2	3,5
Карбонаты	1,4	6,7	5,6	3,2	2,6	3,5
Слюды	1,4	5,3	2,8	4,0	5,6	2,4
Хлориты	0,8	1,0	0,8	1,2	0,9	0,9
Глауконит	0,8	—	0,4	+	+	+
Циркон, монацит, ксенотим	1,9	1,0	1,0	1,5	1,1	3,9
Турмалин	0,4	0,4	0,6	0,7	1,3	2,6
Эпидот, цоизит	2,6	1,8	1,9	1,1	1,1	1,0
Рутил, титанит, брукит, анатаз	0,6	0,2	0,6	0,8	0,5	1,1
Ставролит, андалузит, дистен, силлиманит	1,0	0,8	0,9	1,2	0,8	2,4
Апатит	0,7	0,6	0,6	1,0	1,8	0,7
Флюорит, топаз, корунд	0,3	0,3	0,3	0,5	0,5	0,3
Агрегаты и остальные минералы	2,9	2,7	2,5	2,1	1,2	2,3
Выход тяжелой подфракции	1,8	0,9	1,0	0,8	0,6	0,6
Количество анализов	68	22	114	93	61	119

же оледенения даже в пределах одного обнажения (табл. 16) или по керну скважины (табл. 17) наблюдаются весьма существенные различия (Raukas, 1961a; Viiding, 1965; Раукас, Лийвранд, 1971; Эльтерманн, Раукас, 1963 и др.), нередко более значительные, чем региональные или различия между разновозрастными толщами (см. табл. 18). Добавим еще, что довольно большие расхождения, достигающие у породообразующих минералов иногда 10 и более процентов, наблюдаются и при повторных анализах одних и тех же образцов. Ввиду этого корреляционное значение отдельных минералов или групп их невелико.

Мы неоднократно обращали внимание на то, что разновозрастные морены в пределах республики несколько отличаются по минеральному составу, причем эти различия всегда носят узкорегиональный характер (Раукас, 1963б и др.). Определенные различия установлены не только между моренами отдельных оледенений, но и между моренами разных стадий и даже осцилляций одного и того же оледенения. Однако они выявляются лишь при сравнении средних показателей состава, в то

Таблица 16

Изменчивость минерального состава мелкопесчаной фракции морен в пределах одного и того же обнажения в Навести (I) и Маарду (II), %*

Минералы	I			II				
	1	2	3	1	2	3	4	5
	Легкая подфракция							
Кварц	70,0	76,5	76,5	57,0	75,0	81,5	56,0	53,1
Полевые шпаты	13,5	17,0	15,0	11,0	10,5	8,0	4,5	4,4
Карбонаты	13,0	5,0	7,0	0,5	2,0	3,5	15,0	15,5
Слюды	3,5	1,5	1,5	2,0	0,5	2,0	1,5	2,0
Глауконит	—	—	—	1,0	5,5	3,5	15,0	17,3
Остальные	—	—	—	28,5	5,5	2,0	8,0	7,7
	Тяжелая подфракция							
Гематит, лимонит	4,8	11,5	4,8	1,0	0,8	1,0	0,8	1,5
Магнетит, ильменит	3,0	8,0	11,0	27,0	23,4	24,4	6,6	6,8
Пирит	—	—	0,5	37,8	31,0	25,0	51,2	44,3
Лейкоксен	0,2	0,8	0,8	2,8	0,3	0,4	0,2	0,8
Гранат	17,5	15,8	13,8	10,3	13,5	7,8	8,2	13,0
Амфиболы	36,8	43,3	42,2	10,0	11,2	12,0	7,0	11,8
Пироксены	2,3	4,3	5,3	1,5	2,5	2,8	1,0	1,0
Карбонаты	2,5	0,8	0,8	0,3	0,8	3,4	3,0	2,8
Слюды	20,2	3,0	2,8	1,8	2,7	2,4	0,2	0,3
Хлориты	0,8	0,8	0,8	—	0,3	0,8	0,6	0,8
Глауконит	—	—	—	0,3	1,4	1,8	2,4	0,3
Циркон, монацит	0,3	—	1,5	0,5	+	0,2	+	+
Турмалин	0,8	1,3	1,8	0,3	+	0,4	+	0,5
Эпидот, цоизит	0,5	0,8	1,8	1,0	1,0	1,2	—	1,5
Апатит	0,3	—	0,3	0,3	0,3	0,2	—	0,5
Даллит, коллофан	10,0	9,6	11,8	5,1	10,8	18,8	18,8	14,1

* Схему отбора образцов см. в статье Raukas, 1961a.

время как пределы колебания содержания отдельных минералов в разновозрастных моренных горизонтах в значительной степени перекрываются (табл. 17, 18, 19) и не позволяют использовать полученные данные в стратиграфических целях. Результаты изучения минерального состава песчано-алевритовых фракций при корреляции разрезов служат вспомогательным критерием и обычно подтверждают лишь то, что можно наблюдать и при изучении морены уже невооруженным глазом. Сказанное не говорит о том, что выполнение минералогических анализов вообще нецелесообразно. Данные по минералогии при целеустремленных тематических исследованиях могут направить нас на поиски различных видов полезных ископаемых в коренных породах, позволят наметить по макроскопически близким толщам морен пути движения ледников, выявить древние коры выветривания и т. д.

При решении вопросов стратиграфии плейстоцена не имеют особых перспектив также наблюдения над степенью выветрелости минералов, типоморфными особенностями их и характером аутигенных минералов. При современном уровне наших знаний о вещественном составе морен

Таблица 17

Минеральный состав крупноалевритовой фракции разновозрастных морен в древней погребенной долине Абья-Треймани по материалам разрезов Пуйестеэ (в числителе) и Ланксааре (в знаменателе), %*

	Минералы \ Предполагаемый возраст	$gIQ_3^{vd_3}$		$gIQ_3^{vd_1}$?		gIQ_2^{msk}?		gIQ_2^{dn}?		gIQ_1^{ok}?	
		I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
Легкая подфракция	Кварц	59,4—81,3 57,3—74,6	73,6 69,6	58,6—77,3 60,1—69,7	70,4 64,4	65,7—71,0 52,7—66,5	68,6 62,4	66,2—76,0 51,0—59,4	70,2 54,2	71,5—80,3 54,7—68,6	76,4 63,4
	Полевые шпаты	15,2—21,3 15,0—23,4	18,0 17,5	14,7—19,3 15,1—18,4	17,6 16,8	13,0—18,6 11,8—16,9	15,6 14,5	17,7—23,0 15,0—19,6	21,1 17,6	15,9—24,2 15,2—19,6	19,4 17,4
	Слюды	0,2—1,2 0—1,0	0,5 0,2	0—1,2 0—0,8	0,4 0,2	0—0,3 0—0,6	0,1 0,2	0,3—1,4 0—0,6	0,5 0,2	0—0,3 0—0,3	0,1 0,1
	Карбонаты	0—11,8 2,0—16,1	7,9 12,4	2,7—22,6 6,2—24,4	11,6 18,8	9,2—18,9 11,4—28,2	15,7 22,9	9,3—9,1 16,2—31,2	8,2 24,0	3,5—4,3 16,1—23,1	3,9 19,1
Тяжелая подфракция	Гематит, лимонит	0,9—3,4 0,6—1,4	2,6 1,0	0,8—3,0 0,7—2,6	1,4 1,3	1,9—2,1 1,7—2,5	2,0 2,2	0—1,6 0,8—1,8	1,1 1,4	0,7—2,4 0,8—2,2	1,8 1,5
	Магнетит, ильменит	11,8—24,3 14,3—22,2	18,6 18,0	6,2—12,0 8,3—13,6	8,8 10,5	4,6—7,0 8,0—12,8	5,9 10,4	7,7—13,0 8,6—14,1	10,1 11,3	10,8—19,8 9,3—17,2	15,6 13,5
	Пирит	0,8—5,2 1,2—3,3	3,8 2,8	1,6—5,4 2,3—8,6	2,8 6,3	1,4—2,6 0,2—6,0	2,0 3,2	3,6—12,2 5,4—8,6	8,2 6,0	2,4—3,4 3,8—5,7	3,0 4,5
	Лейкоксен	0,2—1,6 0,4—1,2	1,0 0,8	0—0,8 0—0,6	0,4 0,1	0—0,2 0—0,6	0,1 0,3	0—0,8 0—0,8	0,4 0,4	0—1,1 0—1,8	0,4 0,8
	Гранат	17,6—26,3 14,7—19,8	23,2 16,2	16,8—24,0 18,2—26,3	20,4 21,2	13,2—18,4 16,3—32,4	16,0 27,5	23,4—27,0 24,6—34,3	25,6 28,0	22,0—25,3 21,6—27,7	23,6 24,2
	Амфиболы	18,8—29,1 26,6—35,9	22,8 30,8	26,6—40,4 28,4—39,3	35,4 36,7	21,6—28,8 26,6—40,2	23,9 35,9	23,1—36,8 29,2—37,6	29,7 34,4	27,7—39,2 28,7—35,0	32,4 32,3
	Пироксены	2,2—6,7 2,2—4,3	4,2 2,8	2,0—5,8 3,6—6,4	3,2 5,0	2,2—3,2 2,8—5,0	2,8 3,9	2,4—5,0 3,8—6,2	3,7 4,7	2,2—3,6 3,9—6,8	3,0 5,1

Таблица 17 (продолжение)

Тяжелая подфракция: Минералы \ Предполагаемый возраст	$glQ_3^{vd_3}$		$glQ_3^{vd_1}$?		glQ_2^{msk}?		glQ_2^{dn}?		glQ_1^{ok}?	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
Циркон, монацит	1,9—7,2 / 2,7—7,4	5,2 / 5,2	1,6—3,2 / 1,8—3,6	2,2 / 2,7	0,4—2,6 / 2,2—3,2	1,5 / 2,9	4,2—6,9 / 1,2—3,6	5,6 / 2,0	3,8—5,5 / 2,0—4,1	4,2 / 2,8
Турмалин	0—0,7 / 0—0,4	0,2 / 0,1	0—0,6 / 0—0,6	0,3 / 0,2	0—0,6 / 0—0,8	0,3 / 0,4	0,4—1,0 / 0,2—0,4	0,7 / 0,3	0,2—0,6 / 0,2—0,5	0,4 / 0,3
Эпидот, цойзит	4,8—4,9 / 2,4—4,8	3,0 / 3,6	2,6—6,8 / 2,0—5,8	4,4 / 4,1	2,0—4,0 / 3,0—5,0	3,3 / 3,9	0,4—8,4 / 3,2—6,0	4,4 / 4,5	3,9—6,6 / 3,8—6,2	5,2 / 4,7
Ставролит, дистен	0—0,8 / 0—0,3	0,4 / 0,1	0—0,6 / 0—0,4	0,2 / 0,2	0—0,2 / 0—0,6	0,1 / 0,2	0—0,2 / 0—0,4	0,1 / 0,2	0—0,4 / 0—0,2	0,2 / 0,1
Апатит	1,2—3,3 / 2,5—4,6	2,6 / 3,4	1,4—3,4 / 2,4—3,6	2,0 / 3,0	1,2—1,8 / 1,9—3,0	1,6 / 2,6	1,6—2,1 / 1,0—2,2	1,8 / 1,6	1,8—4,0 / 3,2—4,4	3,1 / 4,0
Рутил, титанит, анатаз	0—1,4 / 0—0,5	0,8 / 0,2	0—1,2 / 0,2—1,0	0,8 / 0,3	0,2—0,8 / 0—1,2	0,5 / 0,2	0—0,6 / 0—0,4	0,2 / 0,2	0—1,2 / 0—0,6	0,4 / 0,3
Доломит	2,2—11,6 / 6,2—15,4	8,6 / 12,0	3,6—25,6 / 4,0—6,2	18,4 / 5,3	36,4—40,0 / 0,8—6,2	38,2 / 4,0	1,8—3,5 / 2,6—7,4	2,7 / 5,0	2,2—3,2 / 2,8—6,1	2,7 / 4,0
Выход тяжелой подфракции	0,7—1,4 / 0,8—1,4	1,0 / 1,0	1,9—2,4 / 1,4—1,7	2,1 / 1,5	2,0—2,6 / 0,8—1,3	2,4 / 1,0	1,0—1,2 / 1,1—1,5	1,1 / 1,3	0,7—1,3 / 0,8—1,3	1,0 / 1,1

* I — пределы колебания; II — среднее содержание. Анализы выполнены М. Вийдинг.

Таблица 18

Минеральный состав крупноалевритовой фракции разновозрастных морен в опорных разрезах Юго-Восточной Эстонии
I — пределы колебания; II — средний состав, %*

Минералы \ Предполагаемый возраст	$Q_3^{vd_2}$		$Q_3^{vd_1}$		Q_2^{msk}		Q_2^{dn}		Q_1^{ok}	
	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II
Кварц	60,8—84,6	75,3	62,7—81,2	74,5	45,9—76,3	68,2	61,6—85,0	76,9	81,2—90,0	86,0
Полевые шпаты	11,3—22,2	16,6	10,0—16,2	13,6	9,3—17,2	14,4	9,7—20,6	13,3	8,3—14,7	12,3
Слюды	0—6,2	0,9	0—1,6	0,6	0—1,4	0,2	0—2,7	0,7	0—0,6	0,2
Карбонаты	0—26,0	7,2	6,4—18,7	11,3	14,0—48,3	17,2	2,1—19,8	9,1	0,4—4,1	1,5
Гематит, лимонит	0,2—7,4	2,2	0,3—4,2	1,2	0—6,0	1,0	0,4—4,2	1,9	1,8—7,2	5,6
Магнетит, ильменит	15,4—47,1	31,2	18,5—42,5	25,7	19,2—41,4	27,6	21,3—45,0	36,0	26,8—40,4	34,4
Пирит	0—3,4	1,8	0,4—4,6	2,2	0—5,7	2,0	0—6,3	2,5	0—0,6	0,2
Лейкоксен	0—7,0	1,2	0—1,9	0,9	0—3,0	0,9	0,2—2,5	1,1	0,2—1,4	0,6
Гранат	17,6—47,8	27,6	26,3—47,3	34,6	23,4—48,9	35,0	17,6—37,1	22,6	18,8—36,4	21,2
Амфиболы	8,2—40,8	16,6	11,8—21,3	15,2	12,6—39,3	16,8	9,1—27,4	13,6	13,1—21,4	18,1
Пироксены	1,2—4,6	2,3	1,3—4,8	2,4	1,2—5,3	3,2	1,0—4,3	2,1	0,9—3,3	2,9
Циркон, монацит	1,3—9,5	6,9	1,8—8,7	5,1	2,0—12,1	5,3	2,7—12,8	9,2	4,8—12,6	9,4
Турмалин	0—4,2	1,5	0—2,9	1,0	0—3,2	0,8	0,2—2,7	2,2	0,2—1,8	0,6
Эпидот, пойзит	0,4—4,8	2,9	1,2—3,6	2,2	1,1—3,6	2,6	1,4—3,8	2,9	2,2—4,2	3,4
Ставролит, дистен	0—1,2	0,5	0—0,8	0,2	0—0,6	0,2	0—1,2	0,6	0—0,8	0,4
Апатит	0,4—9,2	1,5	0,6—2,0	1,6	0,9—2,8	1,7	1,3—3,5	2,1	0,4—2,0	1,1
Доломит	0—16,6	2,8	1,2—11,9	6,7	0,8—36,6	8,8	0—9,2	3,9	0—2,2	1,1
Рутил, титанит, анатаз	0—1,0	0,5	0,4—3,0	1,2	0—2,6	0,6	0—2,6	0,8	0—2,0	1,6

* Анализы выполнены М. Вийдинг и А. Раукасом с привлечением данных геолого-съемочных работ.

Таблица 19

Сводные данные минерального состава алевритовой фракции морен лужской (I) и невской (II) стадий в Северо-Восточной Эстонии по материалам геологической съемки, %*

Минералы	I		II	
	Содержание в % по 40 анализам	Пределы колебания	Содержание в % по 53 анализам	Пределы колебания
Легкая подфракция				
Кварц	53,7	4—86,4	65,0	35,0—85,0
Полевые шпаты	21,3	1,5—56,0	23,2	4,5—58,0
Мусковит	2,8	0—10,2	4,6	0—12,2
Биотит	2,0	0—10,6	2,8	0—6,2
Карбонаты	19,4	0—92,5	1,0	0—27,8
Хлорит	0,1	0—1,0	0,1	0—1,6
Агрегаты	0,6	0—3,0	1,1	0—6,2
Тяжелая подфракция				
Рудные минералы	41,5	21,4—83,6	41,2	28,2—75,2
Биотит	0,4	0—2,2	0,6	0—3,2
Гранат	15,1	0—36,2	16,8	6,6—40,0
Циркон	8,6	0,4—22,2	10,9	0—24,8
Титанистые минералы	4,9	0,2—15,8	5,7	0,2—16,8
Апатит	0,8	0—2,2	1,1	0—3,0
Турмалин	0,2	0—1,0	0,4	0—2,8
Ставролит, дистен, андалузит, силлиманит	4,2	0—21,0	5,5	0,2—23,6
Амфиболы	13,2	1,2—41,8	11,1	1,4—27,6
Пироксены	0,9	0—3,2	0,9	0—3,8
Карбонаты	6,9	0—26,0	3,1	0—33,4
Хлорит	0,1	0—1,2	0,3	0—5,0

* К. Каяк и др. Отчет Пейпсиской партии о геологической и гидрогеологической съемках в северо-восточной части Эстонской ССР за 1958—1961 гг. Таллин, 1961. Рукопись, ЭГФ.

и подстилающих пород ни одно из названных свойств не имеет универсального значения и не может быть использовано для стратиграфической корреляции разрезов на какой-либо более обширной территории, хотя в отдельных разрезах они проявляются. Например, в разрезе Валгута степень выветрелости полевых шпатов предположительно в среднеплейстоценовой морене значительно выше, чем в верхневалдайской (Viiding, 1965).

Нередко в моренах, более древних, чем верхневалдайская, встречается повышенное количество стойких против выветривания минералов (Klimašauskas, 1962 и др.). Это, по-видимому, объясняется не столько выветриванием (разложением) неустойчивых минералов, сколько влиянием подстилающих коренных пород, обогативших морены стойкими против выветривания минералами (Раукас, 1965а; Матвеев, 1966). Иначе было бы трудно объяснить наблюдаемые местами факты противоположного характера, когда более древние морены содержат легковыветривающиеся минералы хорошей сохранности в большем количестве, чем морены последнего оледенения. По всей вероятности, в

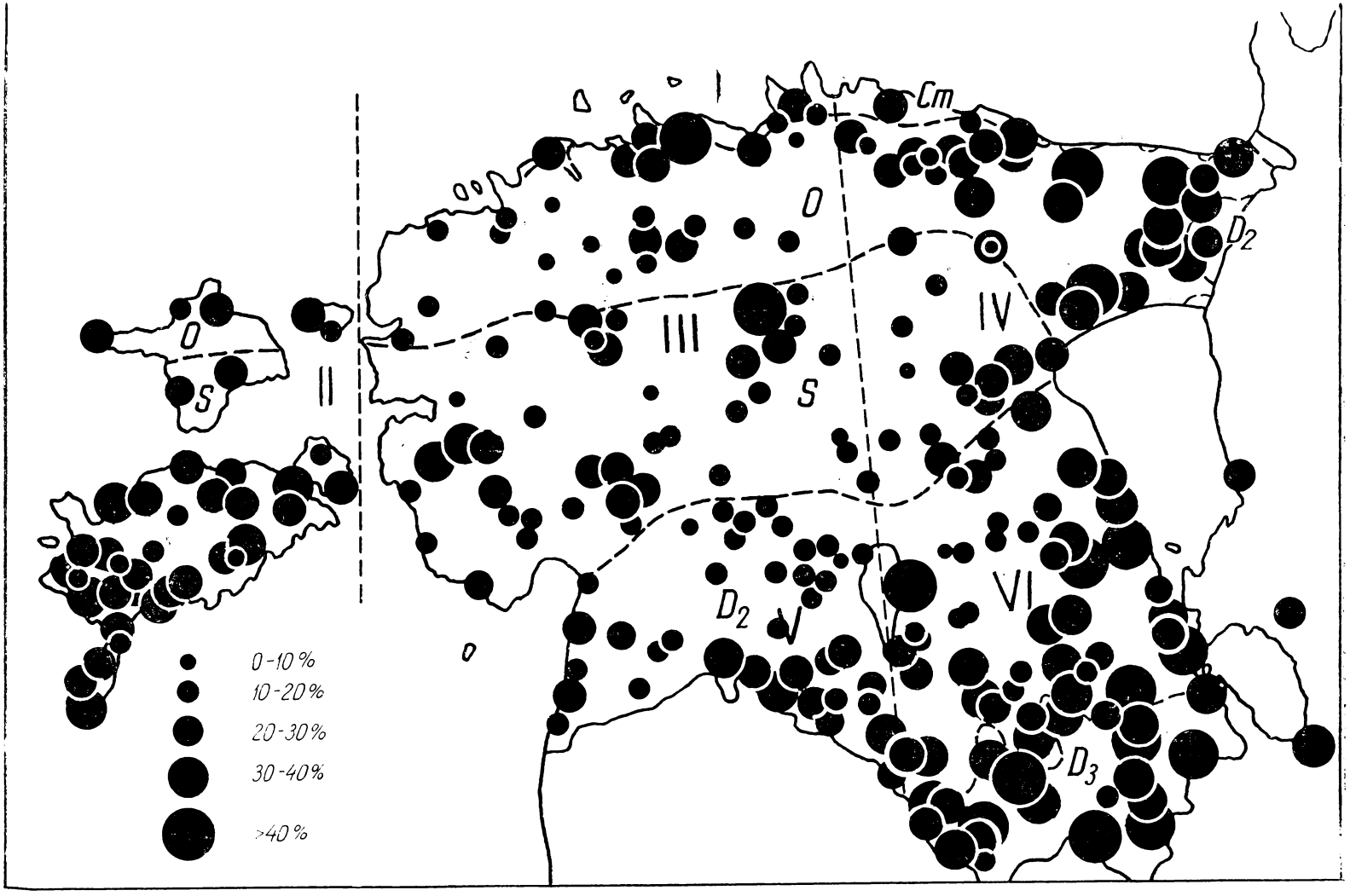
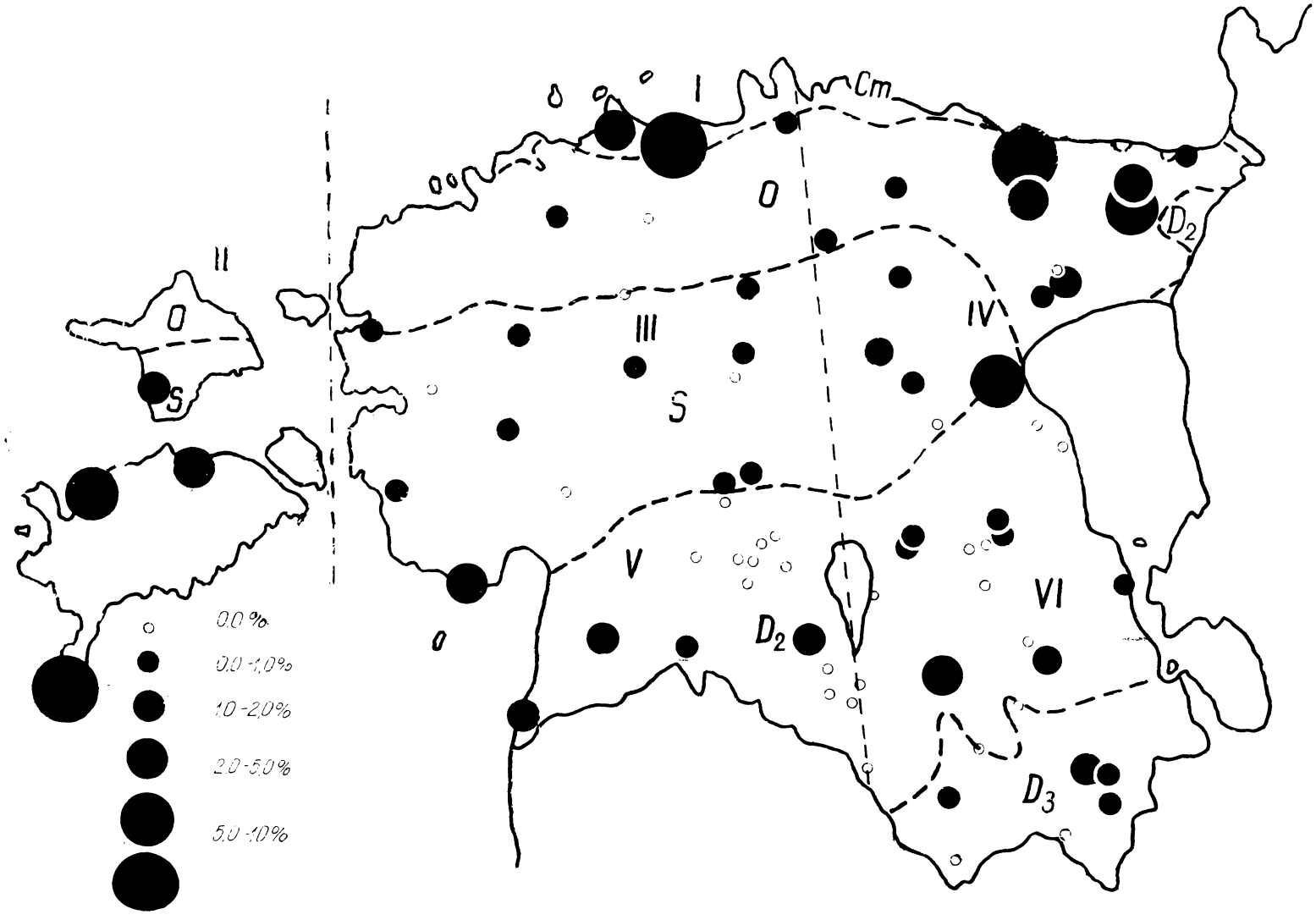


Рис. 68. Содержание магнетита и ильменита в тяжелой мелкопесчаной фракции верхневалдайских морен Эстонии.

Fig. 68. Magnetite and ilmenite content in the heavy fine sand fraction of tills of the Late-Valdaian glaciation.


I
Cm
O
D_2
II
O
S
III
S
IV
V
O
D_2
VI
D_3
0,0 %
0,0 -1,0%
1,0 -2,0%
2,0 -5,0%
5,0 -10%

течение довольно короткого промежутка времени, истекшего с начала плейстоцена, или на протяжении отдельных этапов его в моренах, за исключением поверхностных слоев, не успели произойти столь заметные вторичные изменения, которые привели бы к полному разложению или замещению легковыветривающихся минералов.

В связи с этим следует сделать одно замечание, существенное для методики. Из более древних морен до наших дней чаще всего сохраняются лишь нижние, менее выветрелые участки, тогда как верхние слои сносятся вновь наступающими ледниками или эрозией талых вод ледника. Лишь очень редко устанавливается древняя кора выветривания морен (Климашаускас, Гайгалас, 1963). В то же время из толщи морен последнего оледенения в обнажениях нередко изучаются затронутые выветриванием или почвообразованием верхние слои, с характерным для них изменением соотношения минералов. Таким образом, механическое сравнение количественных соотношений разных минералов или минеральных групп в моренах без учета условий залегания выветрелой части моренных горизонтов может привести к неправильным выводам.

Разновозрастные морены нередко находятся в различных окислительно-восстановительных условиях. В связи с этим создаются и разные условия для сохранения аллотигенных и образования аутигенных минералов. Выполненные анализы часто указывают на повышенное количество пирита в нижних моренных горизонтах, для сохранения, а возможно, и образования которого ниже окислительно-восстановительной границы (особенно под озерно-болотными отложениями) имеются благоприятные условия. Но, с другой стороны, иногда в нижних моренных горизонтах при отсутствии пирита встречаются и пропитанные гидроокислами железа конкреции, указывающие на совершенно иные условия диагенетических изменений.

Приведенные в настоящей работе сводные данные о минеральном составе разновозрастных морен Южной Эстонии (табл. 17, 18) согласуются с выводами о направлении движения ледников во время разных оледенений, сделанными на основании изучения крупнообломочных фракций морен, и отражают пройденный путь ледника. Четко выявляются различия в минеральном составе морен на юго-западе и юго-востоке республики. Разновозрастные морены Юго-Западной Эстонии (табл. 17) в целом значительно более обогащены полевыми шпатами, пиритом, апатитом, эпидотом-цойзитом, амфиболами и пироксенами и содержат меньше магнетита-ильменита, лейкоксена, циркона-монацита и турмалина, чем морены в юго-восточной ее части (табл. 18). Это объясняется различиями в минеральном составе девонских пород (табл. 2; рис. 5, 6) и меньшим влиянием последних на состав морен в данной части территории.

Различия в составе отдельных моренных горизонтов (табл. 17, 18), как уже отмечалось, объясняются разными путями движения ледников, пересекающих породы с разным составом. Например, повышенное содержание карбонатов и граната и пониженное магнетита-ильменита,

---

Рис. 69. Содержание пирита в тяжелой мелкопесчаной фракции верхневалдайских морен Эстонии.

Fig. 69. Pyrite content in the heavy fine sand fraction of tills of the Late-Valdaian glaciation.

циркона-монацита и турмалина в моренах ранневалдайского и московского оледенений на юго-востоке республики (табл. 18) объясняются преобладающим юго-восточным направлением движения ледников, отличающимся от преобладающего южного направления движения ледников поздневалдайского, днепровского и окского оледенений на этой же территории. Различными путями движения объясняется также неодинаковая карбонатность морен лужской и невской стадий (?) в Северо-Восточной Эстонии (табл. 19). Первые отложены ледниками юго-восточного направления движения, вторые — южного или юго-западного (Раукас, 1936а, б и др.).

Приведенные в табл. 17—19 данные минерального состава свидетельствуют о бесполезности оперирования в стратиграфических построениях усредненными данными по всему району исследования, затушевывающими даже четко наблюдаемые на отдельных ограниченных участках различия между разновозрастными моренами (Raukas, 1961а; Раукас, 1963б и др.), особенно в их тяжелой подфракции, наиболее ценной для корреляции.

В связи с большой изменчивостью минерального состава морен по площади и в глубину не имеют универсального стратиграфического значения и предложенные разными авторами следующие коэффициенты: отношения известняков к доломитам или амфиболов к рудным минералам (Савваитов, 1965 и др.) или ко всем устойчивым минералам (Климашаускас, 1966), коэффициенты выветрелости (Коптев, 1961), кварцевый, известняковый и полевошпатовый (Мойски, Жеховский, 1967), выветривания (Racinowski, Rzechowski, 1969), кварцево-алюмосиликатный, влияния местных коренных пород и источника питания (Матвеев, 1966), кальцит-доломитовый и кварц-полевошпатовый (Астапова, 1968) и др.

Все эти коэффициенты отражают скорее всего не возрастные, а фациальные и локальные особенности состава морен, обусловленные неодинаковым захватом подстилающих пород в тело ледника. Они характеризуются относительным постоянством только в пределах довольно ограниченных по площади районов, где отложение морены происходило в близких динамических условиях, подстилающий рельеф был слабо расчлененным и состав коренных пород — близким.

По теоретическим соображениям наиболее перспективен коэффициент влияния фенноскандинавских пород, предложенный С. Астаповой (1968; Астапова, Лукашев, 1970), который представляет собой отношение суммы минералов скандинавских пород (амфиболов, пироксенов, биотита) к сумме минералов местных осадочных пород (глауконит, фосфаты, карбонаты, пирит, бурые окислы железа) тяжелой подфракции. На территории Белоруссии значения этого коэффициента увеличиваются вверх по стратиграфическому разрезу, отражая этим ослабление связи состава более молодых ледниковых отложений с подстилающими породами в результате дополнительного привноса фенноскандинавского материала и захвата пород, отложенных более древними ледниками. На территории Эстонии такая закономерность не проявляется.

Таким образом, можно с уверенностью сказать, что данные минерального состава песчано-алевритовых фракций практически мало помогают расчленению разрезов, так как в зависимости от особенностей подстилающих пород они без какой-либо закономерности изменяются в больших пределах.

В. Ульстом и Я. Майоре (1964) был предложен метод стратиграфического расчленения ледниковых отложений по содержанию в них угловатых и округленных зерен роговой обманки. Авторы метода уверяли, что, в отличие от прочих литологических показателей, отражающих сложные и быстро изменяющиеся соотношения местных и эрратических компонентов в отложениях, содержание морфологических разновидностей зерен роговой обманки определяется факторами, не зависящими от особенностей местных коренных пород, в составе которых роговые обманки практически отсутствуют.

При ознакомлении с фактическим материалом В. Ульста и Я. Майоре по территории Эстонии выявилось, что эти авторы не располагали соответствующими буровыми данными и изучали здесь лишь морену поздневалдайского оледенения, к тому же в немногих пунктах. На соседних территориях изученные ими моренные горизонты в подавляющем большинстве палеонтологическими данными надежно не датированы. В связи с этим выводы этих авторов вызывают возражения и сомнения.

Полученные новые данные по многочисленным глубоким буровым скважинам Эстонии не подтверждают выводов латвийских коллег, по меньшей мере для территории Эстонии. Содержание округленных роговых обманок в разновозрастных моренах большинства скважин слишком однообразно. Наблюдаются и такие случаи, когда среднеплейстоценовая морена содержит меньше округленных амфиболов, чем верхневалдайская (например, в Элва и Лахмузе), что вообще не согласуется с данными В. Ульста и Я. Майоре. Приведем также ряд цифровых данных по некоторым опорным разрезам. Например, вычисленные по трехбалльной системе коэффициенты округленности роговых обманок в разновозрастных моренах скважины Пуйестеэ составляют: в верхневалдайской морене — 2,0 (пределы колебания 1,9—2,1), нижневалдайской (?) — 2,2 (1,9—2,3), московской — 2,0 (1,9—2,1), днепровской — 2,2 (2,0—2,3) и в окской — 2,2 (1,9—2,3). В глубокой скважине Ланксааре, расположенной близко от предыдущей, указанный коэффициент в разновозрастных моренах также однообразный (2,0—2,3). В верхневалдайской морене разреза Саадъярве коэффициент округленности роговых обманок колеблется в пределах 1,8—2,1, в московской — 2,0—2,2, днепровской — 1,9—2,1, окской — 1,9—2,0; в разрезе Йыкси — соответственно 1,9—2,1; 2,0—2,2; 2,0—2,2 и 2,0—2,2; во всех горизонтах разреза Рынгу — в пределах 1,9—2,2 и т. д. В связи с приведенными данными мы не считаем возможным рекомендовать этот метод для широкого использования, в частности при проведении геологосъемочных работ и дальних корреляций, как это предлагали авторы данного метода. Апробирование его возможно только после выявления причин, обусловливающих различное содержание в некоторых типах разновозрастных морен округленных зерен роговой обманки, и после тщательного анализа палеонтологическими методами изученных разрезов, что до сих пор еще не сделано.

Прежде, чем перейти к изложению материалов о минеральном составе пелитовых фракций морен Эстонии, мы коротко остановимся на вопросах подледного «диагенеза» и аутигенного минералообразования в формирующихся моренах. В последние годы эти вопросы нашли отражение в работах Ю. Лаврушина (1973; Лаврушин, Ренгартен, 1974), и они несомненно заслуживают пристального внимания. Учитывая физико-химическую обстановку глетчерного льда, прежде всего хими-

ческую активность режеляционной воды, а также полимиктовый состав обломочного моренного материала с весьма различной степенью выветрелости минеральных компонентов, можно утверждать, что в моренах при их формировании несомненно совершаются процессы химического растворения и синтезируются некоторые новые минералы. Ю. Лаврушин обращает внимание на аутигенные образования карбонатов и сульфатов кальция, окисные соединения железа и титана, коррозию зерен (в том числе кварца), возникновение регенерационных кайм на обломках калиевых полевых шпатов и на гидролиз слоистых силикатов. Из отмеченного некоторое сомнение вызывают коррозия кварца и подледные новообразования (регенерационные каймы) ортоклаза на обломочных зернах микроклина мелкопесчаной и алевритовой размерности. На наш взгляд, трудно себе представить в подледных условиях такую физико-химическую обстановку, в которой происходили бы за короткое время соответствующие морфологические изменения указанных выше минералов. К тому же в разной степени корродированные зерна кварца и доросшие полевые шпаты встречаются повсюду в подстилающих отложениях.

Что касается новообразований гипса, то возникновение их в подледных условиях не вызывает сомнений. Но вряд ли это именно те аутигенные образования, которые наблюдаются в плейстоценовых отложенных моренах. Гипс, как известно, очень легко растворяется и формируется заново, особенно в гипергенных условиях, в результате выветривания пирита и миграции сульфатных растворов. Ю. Лаврушин и Н. Ренгартен (1974) отмечают, что описанные ими зерна гипса чистые и представлены хорошо образованными, четко ограниченными моноклинными кристаллами и их агрегатами. Именно это и свидетельствует об их гипергенном образовании. Мы полагаем, что следует очень осторожно относиться также к интерпретации аутигенных новообразований кальцита и окисных или гидроокисных соединений железа, которые могут образовываться в разных стадиях формирования и старения отложений и, по нашему мнению, чаще всего имеют гипергенную природу. Трудно согласиться также с общим заключением, приведенным Ю. Лаврушиным и Н. Ренгартен (1974), согласно которому «основная морена занимает как бы промежуточное положение между чисто осадочными и метаморфическими породами, поскольку ее накопление сопровождается конседиментационным гляциокатакластическим (или гляциострессовым) метаморфизмом». Мы не находим в моренах присущих метаморфическим породам черт, а некоторые цементированные морены в лучшем случае могут занимать всего лишь промежуточное положение между отложениями и осадочными породами. Очень высокая плотность некоторых разновидностей морен обусловлена не динамическим воздействием ледника, а процессами их старения и обезвоживания, которые нередко приводят их к частичной или полной цементации, особенно при наличии свободных карбонатов.

Минеральный состав пелитовых фракций распространенных в Эстонии морен изучался рентгеноструктурным, термическим, оптическим и химическим методами.

Рентгеноструктурные анализы типичных представителей всех основных групп разновозрастных морен были выполнены Р. Ильбергом в лаборатории рентгеноструктурного анализа Института строительства и строительных материалов Госкомитета строительства ЭССР и К. Утсалом в лаборатории рентгеноструктурного анализа Тартуского госу-

дарственного университета. Выполненные анализы указывают на преобладание во всех типах морен диоктаэдрических гидрослюд (обычно 65—86%). Содержание каолинита наиболее часто составляет 5—25%, а в отдельных случаях доходит до 45%. Хлориты установлены в количестве 5—25%, минералы же группы монтмориллонита ни в одном из изученных образцов не были найдены в количествах, превышающих чувствительность (5%) метода. В виде примесей постоянно встречаются кальцит, доломит и кварц, а в предглинтовой полосе — нередко также пирит.

В синевато-серой верхневалдайской морене в предглинтовой полосе содержание гидрослюд составляет, по данным рентгеноструктурных исследований, 65—80% (обычно около 70—75%), каолинита 5—25% (наиболее часто 10%) и хлоритов до 25%. В серой карбонатной верхневалдайской морене на Северо-Эстонском плато примеси каолинита и хлоритов в пелитовых фракциях обычно не превышают 10—15%. Лишь в отдельных случаях, например в Роостоя, количество хлоритов доходит до 25%. В красно-бурой верхневалдайской морене в Южной Эстонии второе место после гидрослюд (70—80%) всегда занимает каолинит (10—30%), тогда как содержание примесей хлоритов обычно не превышает 5—10%.

Минеральный состав пелитовых фракций более древних морен, чем верхневалдайская, изучен только на территории Южной Эстонии. Согласно полученным предварительным результатам, серые и фиолетово-серые морены московского и ранневалдайского оледенений всегда обогащены гидрослюдами (65—80%, в среднем 75%) при сравнительно небольшом участии каолинита (10—20%) и хлоритов (10—15%). В то же время в днепровской и окской коричневых моренах наряду с гидрослюдами (50—70%) в большинстве анализов обнаружено относительно высокое содержание каолинита (20—45%). Примесь хлоритов в них обычно небольшая, всего лишь 5—15%.

При дифференциальном термическом анализе пелитовых фракций (Пиррус, Раукас, 1963а, б) по методу Н. Дилакторского (1963) применялся металлический блок с диаметром канала 9 мм. Эталонным веществом служила окись алюминия. Изучалась фракция меньше 0,002 мм, в основном верхневалдайских морен.

По общей конфигурации все термограммы морен довольно однообразны. Все они имеют два четко выраженных эндотермических эффекта с максимумами в пределах 120—160° и 560—610°С. У большинства термограмм наблюдается еще слабый эндотермический эффект при 830—930° и затем экзотермическая реакция при 910—980°. Такой характер кривых указывает на преобладание гидрослюдистой основы, на фоне которой выявляются различия, вызванные присутствием примесей.

Так, у морены предглинтовой зоны наблюдается характерный экзотермический эффект при 430°, обусловленный, по-видимому, тонкораспыленным пиритом, встречающимся, как уже отмечалось, в некоторых типах пород кембрия и нижнего ордовика в довольно больших количествах. Крупный экзотермический эффект при температуре 700—800°, вероятнее всего, связан с окислением органического вещества, в конкретном случае, очевидно, с примесью тонкорастертого диктионемового сланца пакерортского (A_{2-3}) горизонта.

Серая морена в Северной Эстонии в некоторых случаях также дает

Таблица 20

Химический состав фракции менее 0,002 мм основных типов верхневалдайских морен Эстонии, %*

Местонахождение и тип морены	SiO_2	$Al_2O_3+TiO_2$	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O+	H_2O-	CO_2
Локса, синевато-серая	50,84	17,80	13,20	2,80	3,61	3,45	2,10	5,85	3,00	2,20
Тудулинна, серая	48,12	15,90	12,30	7,40	3,75	3,80	3,02	4,58	2,43	3,86
Рапла, серая	31,85	15,31	6,29	17,60	6,07	3,70	1,11	5,82	2,15	15,28
Отепя, красно-бурая	47,85	20,97	9,53	1,68	5,88	4,60	3,12	8,04	4,03	1,51
Раудна, красно-бурая	47,38	19,90	10,90	1,78	3,86	4,24	1,46	8,95	4,65	2,40

* Анализы выполнены Э. Пальцером.

экзотермический эффект окисления пирита при 420—430°. В большом количестве присутствуют карбонатные минералы.

Красно-бурая морена Южной Эстонии во всех исследованных анализах характеризовалась эндотермическим эффектом при температуре 870—890°, связанным с полным разрушением решетки гидрослюд и с четким экзотермическим эффектом при 910—930°, обусловленным процессами перекристаллизации аморфных продуктов разрушения гидрослюд, а также примесью каолинита.

Состав фиолетово-серой верхневалдайской морены, по данным термического анализа, близок к составу красно-бурой морены. Значительных отличий не обнаруживала также серая московская морена. Но, как известно, термический метод исследования является весьма неточным видом анализа и потому дает мало нового по сравнению с отмеченными выше данными рентгеноструктурного анализа.

Химический состав и карбонатность мелкозема морен существенно не дополняют результаты рентгеноструктурных исследований. По химическому составу тонких фракций (табл. 20) исследуемый материал наиболее близко соответствует гидрослюдистому типу глин (см. Викулова и др., 1957). Оптические константы ориентированных агрегатов также в основном не превышают характерных для гидрослюд значений и колеблются при этом в довольно широких пределах: $Ng' = 1{,}592 \pm 0{,}016$; $Np' = 1{,}570 \pm 0{,}011$. Наблюдаемое при этом закономерное увеличение значений преломления в южном направлении (см. Пиррус, Раукас, 1963а) объясняется возрастанием примесей свободных железистых соединений из девонских пород, покрывающих тонкой пленкой глинистые частицы или тонкодисперсно рассеянных в глинистой массе.

Поскольку карбонатность предопределяет многие существенные свойства морен, а последние являются на территории республики доминирующими почвообразующими породами, то определение карбонатности и прежде всего содержания свободных карбонатов приобретает особо важное значение.

Нами выполнено большое количество определений карбонатности покровной морены (рис. 70), выяснены некоторые различия между

разновозрастными моренными горизонтами (Raukas, 1963) и разработана классификация морен по карбонатности (Раукас, 1962б; Raukas, 1963).

Определение свободных карбонатов на основе $CaCO_3$ (в весовых процентах) проводилось экспресс-методом (Васильев, 1951); для этой цели использовалась фракция меньше 0,1 мм, содержащая наиболее постоянное количество карбонатов, используемых растениями при их росте. Согласно полученным данным, содержание свободных карбонатов в этой фракции морен, исключая локальную рихковую морену Северной Эстонии, колеблется в пределах от 0 до 63%. Морены на карбонатных породах ордовика и силура значительно богаче карбонатами (среднее содержание 29,2%), чем морены на девонских породах (среднее 12,6%). Практически бескарбонатными являются морены в предглинтовой полосе. Некоторые различия наблюдаются также между моренами западной и восточной части Эстонии (рис. 70), на что было указано уже при изучении более грубых фракций морен. Обращает на себя внимание сравнительно невысокая карбонатность морен на западном склоне Пандивереской возвышенности.

Основываясь на аналитическом материале (Раукас, 1962б; Raukas, 1963), морены целесообразно классифицировать по карбонатности следующим образом:

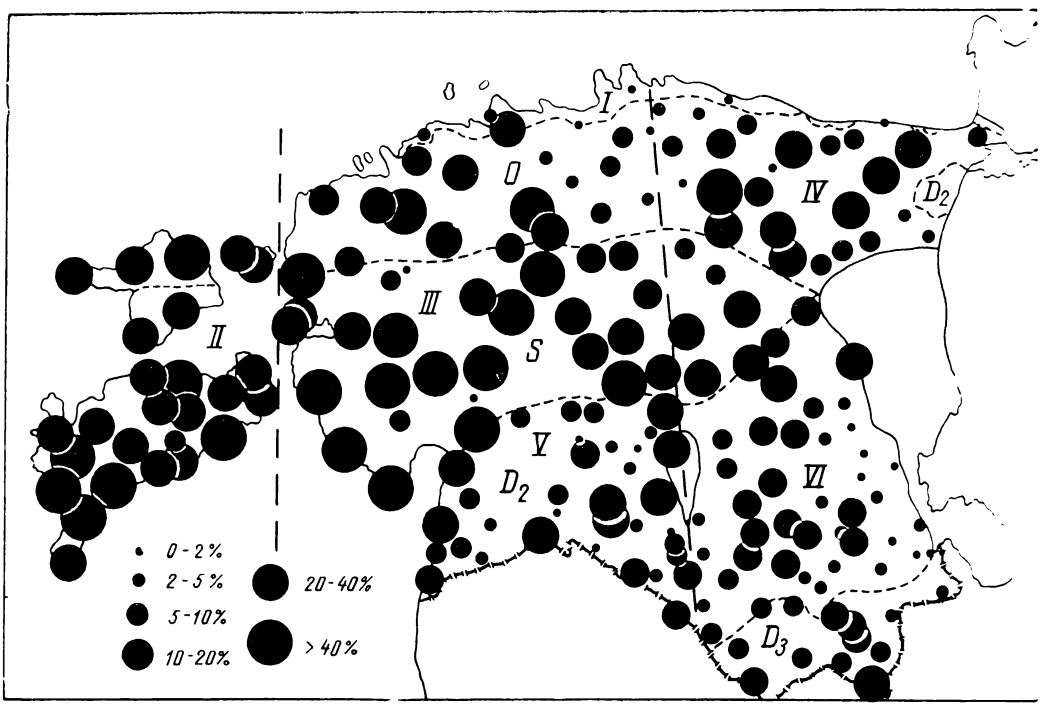


Рис. 70. Карбонатность фракции менее 0,1 мм покровной морены на территории Эстонии.

Fig. 70. Carbonate content in fractions below 0.1 mm of the till cover on Estonian territory.

бескарбонатные	— с содержанием		карбонатов	0—2%
слабокарбонатные	— „	„	„	2—5%
среднекарбонатные	— „	„	„	5—10%
сильнокарбонатные	— „	„	„	10—20%
очень сильнокарбонатные	— „	„	„	20—40%
сверхкарбонатные	— „	„	„	свыше 40%

Образцы морен первой группы при обработке их 10%-ной соляной кислотой не вскипают. Морены второй группы под воздействием этой кислоты вскипают слабо, морены третьей группы — отчетливо, четвертой, пятой и шестой — сильно. Так как морены четвертой, пятой и шестой групп по интенсивности реакции визуально не отличаются, то для полевых работ можно рекомендовать четырехступенчатую классификацию, где сильнокарбонатные, очень сильнокарбонатные и сверхкарбонатные морены объединяются под названием сильнокарбонатных морен. Указанные рекомендации автора используются не только геологами, но и почвоведами республики и включены в соответствующие руководства (Leet, 1968 и др.).

В связи с уменьшением или увеличением карбонатности валовой химический состав морен республики колеблется в довольно больших пределах, причем одновременно изменяются также физико-химические свойства мелкозема морен (Раукас, Рейнтам, 1965 и др.). В связи с увеличением карбонатности и насыщенности морены основаниями уменьшается молекулярное отношение кремнезема к полуторным окислам и увеличивается содержание фосфора и марганца. Одновременно расширяется соотношение кальция и магния. Серая и желтовато-серая морены всегда насыщены основаниями, и в них никогда не наблюдается обменной кислотности, а гидролитическая появляется, как и у относительно карбонатной красно-бурой морены, в незначительном количестве.

Примерно в 40% анализов (всего 68) бескарбонатной морены Южной Эстонии обменная кислотность составляла 0,5—1 мг·экв, около 40% — ниже этого и 20% — до 2 мг·экв на 100 г морены. Слабокарбонатная красно-бурая морена Южной Эстонии в 86% анализов (всего 72) имеет обменную кислотность ниже 0,3 мг·экв на 100 г морены. Как показали проведенные опыты, содержание подвижного алюминия в морене практически эквивалентно величине обменной кислотности, а для красно-бурой бескарбонатной морены характерна более высокая концентрация подвижного алюминия (в среднем около 6 мг на 100 г морены), достигающая в некоторых случаях даже 20—30 мг на 100 г отложения (Раукас, Рейнтам, 1965).

Величина гидролитической кислотности верхневалдайской красно-бурой морены в южной части Эстонии колеблется в общем в довольно узких пределах — 0,5—2,0 мг·экв и увеличивается на юго-востоке в 20—25% анализов до 3 мг·экв на 100 г морены. Содержание обменных оснований колеблется равномерно в довольно широких пределах — в бескарбонатной морене от 5,1 до 13,5 мг·экв и в слабокарбонатной морене от 8,2 до 17,6 мг·экв на 100 г морены. В Юго-Восточной Эстонии бескарбонатная морена примерно в 44% анализов содержит обменных оснований меньше 7 мг·экв на 100 г отложения.

pH солевой суспензии верхневалдайской красно-бурой морены в

80—90% анализов колеблется в пределах 4,0—5,0; примерно для половины остальных анализов характерна реакция pH ниже 4,0 и для другой половины их — pH свыше 5,0.

Из анализа состава поглощенных катионов верхневалдайской красно-бурой бескарбонатной морены выяснилось, что сумма поглощенных кальция и магния, определенных по методу Гедройца, уступает сумме обменных оснований по Каппену в среднем из десяти образцов 6,5 мг·экв на 100 г морены (3,0—9,7 мг·экв). Поглощенный кальций составляет в среднем 73,8% (62,5—85,5%) от суммы поглощенных оснований.

Емкость поглощения (по Бобко—Аскинази) верхневалдайской карбонатной морены, как красно-бурой, так и желто-серой, колеблется от 2,7 до 6,1 мг·экв на 100 г морены. Степень насыщенности основаниями почти у всех разновидностей морен республики высока — не ниже 60% (Раукас, Рейнтам, 1965).

Буферность морен тесно связана с гидролитической кислотностью (в отношении щелочей) и с содержанием обменных оснований (в отношении кислот). Ее величину можно выразить математическими уравнениями (Рейнтам, 1965).

Установленная сравнительно высокая буферность верхневалдайской красно-бурой морены в отношении кислот объясняется влиянием не только карбонатов и обменных оснований, но и гидроокисла алюминия. Чем меньше карбонатность и степень насыщенности и чем выше кислотность, тем ближе друг к другу величины буферности в отношении кислот и щелочей. Например, для бескарбонатной морены эти цифры находятся соответственно в пределах 1,5—3,0 и 2,5—5,0, для слабокарбонатной — 3,0—7,5 и 1,2—4,0 и для карбонатной — свыше 7,5 на 1,0 см² (Раукас, Рейнтам, 1965).

Количественные соотношения микроэлементов в моренах Эстонии мало отличаются от кларкового содержания этих элементов в земной коре. В то же время моренные отложения даже при небольшой мощности (1—2 м) являются экранирующим слоем, который маскирует геохимические особенности нижележащих коренных пород и затрудняет проведение геохимических поисковых работ. По материалам предварительного изучения полиметаллического оруденения в районе Соомавере* можно заключить, что морены определенного возраста характеризуются относительно большим постоянством содержания микроэлементов, как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Некоторые, окончательно еще не выясненные различия наблюдаются в содержании микроэлементов в разновозрастных моренных горизонтах.

Заканчивая данный раздел, посвященный вещественному составу разновозрастных морен республики, вернемся еще раз к вопросу о корреляционном значении отдельных показателей морен. Согласно изложенным выше данным, наилучшие результаты для решения вопросов стратиграфии и палеогеографии плейстоцена дает изучение находимых в отложениях эрратических кристаллических валунов, содержание которых на относительно больших территориях довольно по-

---

* E. Pirrus. Plii, tsingi, vase, galliumi ja mangaani geokeemiast Võhma polümetalse maagistumise piirkonnas. Дипломная работа. Тарту, 1959. Рукопись на кафедре геологии ТГУ.

стоянно. Все остальные показатели нередко существенно колеблются уже в пределах ограниченного района и даже одного обнажения, и поэтому корреляционное значение их невелико. Это вполне понятно, так как соотношения групп пород или минералов в моренах отражают не только пройденный путь ледника, но и динамику его движения, обусловливающую неравномерный захват им местных коренных пород и более древних отложений. Поэтому все литологические сопоставления можно пока проводить лишь в ограниченных районах и после тщательного выявления всех возможных фациальных и локальных колебаний их состава. При этом установленные в одном конкретном регионе литологические показатели разновозрастности отложений могут совершенно не совпадать с таковыми в соседних регионах.

6.5.3. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МОРЕН

Изучение геотехнических свойств морен Эстонии началось лишь в середине пятидесятых годов и развивалось главным образом в проектных институтах республики (ГПИ «Эстпромпроект», «Эстонпроект» и др.). Первые опубликованные работы появились в начале шестидесятых годов (Olli, 1961, 1962; Nugis, 1962 и др.). В них подчеркивалась хорошая несущая способность морен, но быстрое размокание их под водой, что иногда значительно затрудняет строительство. Разные геотехнические свойства морен в последние годы подробно рассмотрены в публикациях Л. Мартина (1968, 1972; Martin, 1967a, b и др.).

Моренны, как известно, являются наиболее широко распространенным строительным основанием в республике. На больших территориях они непосредственно выходят на поверхность (рис. 27) или покрыты маломощным покровом водноледниковых или голоценовых отложений. По подсчетам Э. Ряхни*, морена является покровным отложением в Кингисеппском районе на 76,2% территории, в Раквереском — 70,4%, Йыгеваском — 67,2%, Вильяндиском — 61,8%, Пайдеском — 55,6%, Тартуском — 54,6%, Харьюском — 44,8%, Пылваском — 43,7%, Рапласком — 40,2%, Валгаском — 39,2%, Хаапсалуском — 38,5%, Кохтла-Ярвеском — 37,1%, Выруском — 35,6%, Пярнуском — 31,5% и Хийумааском — 19,8%.

Верхняя часть морены изменена почвообразующими или другими гипергенными процессами, и геотехнические свойства ее существенно отличаются от неизмененной морены. Поэтому уже на одной и той же строительной площадке иногда проявляются большие различия в геотехнических свойствах. Ввиду высокого содержания грубых фракций, особенно на Северо-Эстонском плато, изучение геотехнических свойств морен, в частности механических, связано с немалыми трудностями.

Основные геотехнические свойства верхневалдайских морен республики приведены в табл. 21. Основываясь на исследованиях Л. Мартина, можно заключить, что в Эстонии наиболее распространены плотные ($e = 0{,}31—0{,}40$) и средне-плотные ($e = 0{,}41—0{,}55$) морены, причем при поверхностном залегании нередко наблюдается увеличение плотности с глубиной. Разрыхление верхней части слоя морены объясняется, видимо, сезонным промерзанием и вытаиванием, а также почвообразующими процессами.

* A. Raukas, E. Rähni, K. Vares. Muldade lähtekivimid Põhja-Baltikumis. Tallinn, 1974. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР.

Таблица 21

Основные геотехнические показатели верхневалдайских морен в Эстонии*

Тип морены:	Морена предглинтовой полосы					Морена Северной Эстонии					Морена Южной Эстонии				
Показатель	Среднее	Минимальное	Максимальное	Среднее квадратическое отклонение	Коэффициент вариации, %	Среднее	Минимальное	Максимальное	Среднее квадратическое отклонение	Коэффициент вариации, %	Среднее	Минимальное	Максимальное	Среднее квадратическое отклонение	Коэффициент вариации, %
удельный вес, г/см³	2,70	2,67	2,72	0,02	1,4	2,69	2,67	2,71	0,02	1,2	2,69	2,65	2,75	0,03	1,7
объемный вес, г/см³	2,15	1,98	2,30	0,05	2,9	2,28	2,00	2,45	0,07	4,2	2,15	1,78	2,38	0,08	4,8
коэффициент пористости, е	0,45	0,30	0,59	0,06	13,7	0,35	0,19	0,60	0,07	17,8	0,45	0,24	0,79	0,08	18,5
влажность, %	15,1	9,5	21,0	3,6	18,0	12,1	7,5	25,0	4,7	22,1	13,8	0,8	30,0	4,0	21,8
предел текучести, %	21,3	15,8	36,0	3,2	16,1	16,4	13,9	32,1	4,1	17,8	16,8	14,1	35,3	3,8	17,2
предел пластичности, %	14,1	11,1	20,0	2,4	14,8	12,1	9,3	17,8	3,2	15,1	12,8	9,5	20,1	3,2	14,9
число пластичности, %	7,2	3,0	17,8	2,6	19,1	4,3	1,5	16,0	2,9	24,2	4,0	1,0	18,3	2,8	23,7
угол внутреннего трения	24	16	35	4,7	21,3	34	28	36	4,9	24,7	33	25	36	4,7	23,0
сцепление, кгс/см²	0,16	0,03	0,32	0,08	30,2	0,11	0	0,35	0,10	34,1	0,13	0	0,42	0,09	36,4
модуль деформации, кгс/см²	—	—	—	—	—	110	50	180	18,2	38,2	140	30	650	25,7	43,4

* Составлена Л. Мартином.

Влажность моренных супесей чаще всего колеблется в пределах 10—16% и суглинков — 15—20%. Пределы Аттерберга, как правило, низкие. Малое число пластичности и низкая влажность на пределах пластичности супесчаных морен обусловливают незакономерные переходы консистенции уже при небольшом изменении влажности. Наряду с моренами твердой, полутвердой и тугопластичной консистенции встречаются морены мягкопластичной консистенции, иногда даже текучепластичные и текучие морены. Последние обладают плохими геотехническими свойствами, не зависящими от плотности и предела пластичности. Наиболее отрицательные свойства морен — чувствительность к размоканию и сильное выпучивание при промерзании. Несущая способность размокшей морены небольшая, причем эффективных мер для снижения чувствительности морен к размоканию нет. Поэтому, несмотря на относительно хорошие в целом геотехнические свойства морены, соблюдение правильной технологии работ нулевого цикла имеет весьма важное значение.

Фильтрационные свойства морен изучены слабо. В общем они мало водопроницаемые и служат экранирующим слоем для большинства источников загрязнения. По данным В. Каризе, коэффициент фильтрации морен Эстонии колеблется в пределах от 0,0002 до 2,0 м/сутки и наиболее часто от 0,01 до 0,1 м/сутки. Чем более песчанистой является морена и чем больше содержит галек и валунов, тем лучше она пропускает воду.

В литературе нередко отмечается, что геотехнические свойства (плотность и др.) разновозрастных морен заметно отличаются, и поэтому их можно использовать в целях корреляции. Действительно, разновозрастные морены республики отличаются и по этим свойствам, но прямой корреляции здесь все же не наблюдается. Например, уплотнение нижних слоев под тяжестью верхних явно не имеет существенного значения. В то же время большую роль играют гидрогеологические условия района. Для выяснения этой роли Л. Мартином (Martin, 1976) были изучены геотехнические свойства в разных формах рельефа республики.

Статистическая обработка большого количества аналитических данных по Северо-Западу Европейской части СССР показала, что геотехнические свойства морен в разных формах рельефа по своим средним показателям мало отличаются (Максимов, 1966; Верейский, 1971; Каган, Солодухин, 1971). Однако средние показатели, полученные при изучении морен разного гранулометрического и литологического состава, на разной глубине и в разных местах форм рельефа, для решения данной проблемы мало пригодны. Исходя из этого, Л. Мартин исследовал близкие по гранулометрическому составу и карбонатности морены на конкретных небольших положительных формах рельефа (конечных моренах, друмлинах, моренных холмах) и одновременно на окружающих их моренных равнинах или в межхолмовых впадинах. Он установил, что геотехнические свойства морен предопределяются главным образом условиями их залегания, прежде всего гидрологическим режимом, вызывающим гидратацию или дегидратацию отложений. Особенности отложения морены (динамическое и статистическое давление ледника и прочие факторы) играют явно второстепенную роль. Большое значение процессов дегидратации (высыхания) в формировании геотехнических свойств глинистых грунтов подчеркивалось многими исследователями (Димитрова, 1974, и др.).

На одном гипсометрическом уровне и в сходных гидрогеологических условиях геотехнические показатели морен обычно мало отличаются. Например, по данным Л. Мартина, в друмлине Райгаствере в Саадъярвском друмлинном поле в верхних 10 метрах на протяжении 1,5 км геотехнические показатели были почти одинаковыми, но в междрумлинной впадине, в ином гидрологическом режиме, они резко изменялись. То же самое наблюдается в холмистом рельефе, а также на склонах и дне древних долин.

С увеличением мощности слоя морены он становится все более однородным (Martin, 1976). На положительных формах рельефа с возрастанием глубины влажность грунта закономерно увеличивается, а это сопровождается изменением консистенции и объемного веса скелета. Например, на острове Сааремаа, на насыпной конечной морене Мынту высотой около 15 м, морена в основном имеет твердую консистенцию, и влажность в ней возрастает от 6—7% на поверхности формы до 10% на глубине 12 м. Еще глубже, по данным Л. Мартина, влажность достигает 14%, и морена переходит в тугопластичную консистенцию. Одновременно изменяется плотность морены и уменьшается объемный вес скелета (наверху 2,25, внизу 1,95 г/см^3). На окружающей конечную морену равнине влажность морены колеблется в пределах от 10—12% (в поверхностной части) до 13—15%, а объемный вес скелета (1,85—2,05 г/см^3) примерно такой же, что и в подошве конечной морены (Martin, 1976).

Приведенные выше данные позволяют заключить, что геотехнические показатели для выяснения особенностей генезиса морены мало пригодны, при использовании же их в целях корреляции всегда следует учитывать условия залегания морены.

6.5.4. ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Согласно принятой классификации (табл. 9), в парагенетической подгруппе флювиогляциальных отложений выделяются два генетических типа: флювиогляциальные внутриледниковые и приледниковые отложения. Четкое разграничение отмеченных двух генетических типов отложений невозможно, и в природе часто наблюдаются переходные между ними образования. Например, отложения радиальных озов, согласно туннельной или русловой теории, могут быть внутриледниковыми, а согласно дельтовой теории — приледниковыми. Нередко отложения указанных генетических типов могут заменять друг друга фациально по продольному разрезу. В качестве внутриледниковых флювиогляциальных отложений ниже условно рассматриваются отложения радиальных озов и флювиокамов, а в качестве приледниковых — отложения флювиогляциальных дельт, зандродельт и маргинальных озов.

Внутриледниковые флювиогляциальные отложения распространяются на территории республики в виде линейно вытянутых гряд (радиальные озы) и обособленных площадей размерами обычно до 20 км^2 (камы). Мощность отложений чаще всего 5—10 м, реже доходит до 30 и более метров (напр., в Неэрути). Отложения радиальных озов наиболее широко распространены на территории Северной Эстонии, особенно на Пандивереской возвышенности, а отложения камов — преимущественно в Восточной Эстонии. Они обычно залегают на верхневалдайской основной морене. В пределах холмистого рельефа, прежде

всего на Сакалаской, Отепяской и Хааньяской возвышенностях, местами встречаются также подморенные и межморенные внутриледниковые флювиогляциальные отложения, достигающие иногда значительной мощности (15—20 м).

Среди отложений радиальных озов на рассматриваемой территории установлены самые разнообразные отложения — от галечных валунников до алевритовых глин, причем характер осадков нередко резко изменяется уже на протяжении нескольких десятков или сот метров (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971 и др.). Это говорит о том, что они отложены водными потоками с весьма изменчивым режимом (Орвику, 1960г и др.). Иногда один и тот же оз может быть сложен в разных своих частях совершенно различными по механическому составу отложениями. Но, несмотря на видимую беспорядочность в распределении разнозернистых осадков в радиальных озах, в распространении их можно установить все же ряд закономерностей (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Так, проксимальные части озов обычно сложены более грубым материалом, чем дистальные, и основания озов в большинстве случаев более мелкозернистые, чем верхние и присклоновые части их. Особенно грубый материал встречается в так называемых озовых центрах. Узкие выпукло- и острогребневые озы состоят в преобладающих случаях из более грубого валунно-галечно-гравийного материала, чем широкие платообразные озы, в которых преобладает гравийно-песчаный материал, местами со значительным содержанием алевритовых частиц (Ряхни, 1967 и др.).

В узких радиальных озах, где отложения накапливались более бурными потоками, пелитовые и мелкоалевритовые частицы нередко целиком вымыты. Иногда они встречаются в валунно-галечных и гравийных слоях в виде цементирующего материала. Во время накопления осадков мелкие известковые частицы имели вид ледниковой мути, заполняющей промежутки между более крупными зернами. Со временем из этой ледниковой мути образовался цемент, который местами слоем в несколько миллиметров покрывал гальки и гравийные зерна, прочно соединяя их между собой. Наиболее крепко в данном случае сцементированы базальные и поверхностные слои озовых отложений.

Многие неглубоко залегающие карбонатные обломки на плоскостях, обращенных к поверхности, несут следы явного выщелачивания, а с противоположной (нижней) стороны покрыты кальцитовой коркой толщиной до двух миллиметров. Такие карбонатные пленки имеют облик типичных натечных образований и часто обладают тонкослоистым строением (Мишагова, Левков, 1966). Другие типы флювиогляциальных отложений (флювиокамов, флювиогляциальных дельт) обычно рыхлые и менее карбонатные. На обломках песчано-гравийной размерности таких слабокарбонатных флювиогляциальных отложений, особенно в Южной Эстонии, нередко наблюдаются железистые или железомарганцовые пленки.

Состав отложений радиальных озов всюду тесно связан с составом близлежащей основной морены, а также коренных пород, залегающих по соседству (Орвику, 1960д), что говорит о сравнительно коротком пути транспортировки грубообломочного материала. Содержание галек и валунов кристаллических пород в радиальных озах на Северо-Эстонском плато и на островах Западно-Эстонского архипелага обычно составляет не более 20% и нередко — всего лишь несколько процен-

тов. Ненамного выше их содержание в гравийных фракциях, но и здесь явно преобладает местный карбонатный материал.

В Южной Эстонии, на выходах песчано-глинистых девонских отложений, относительное содержание карбонатных пород, как менее устойчивых, уменьшается, составляя в валунно-галечных фракциях обычно 40—60%. Местами, например в озах Эрма, Лооди и Синналлику на Сакалаской возвышенности (Лыокене, 1961; Lõokene, 1961b; Orviku, 1935b), в озовых отложениях содержится также сравнительно много обломков местных девонских алевролитов и песчаников (в гравийной фракции иногда до 20—40%). Более богаты девонским материалом озы, расположенные в древних долинах Южной Эстонии, в которых захват местных девонских пород и вымывание их из морены водными потоками были более интенсивными (Лыокене, 1961; Lõokene, 1961b).

В Северной Эстонии, как правило, озовые отложения более грубозернистые, что объясняется различиями в гранулометрическом составе исходных отложений (Орвику, 1960д). В Северной Эстонии в озах почти всегда преобладает гравийно-галечный, местами даже валунный материал, в то время как на юге Эстонии во многих первостепенное значение имеют песчаные (до 80—90%) и гравийные (до 60%) фракции. Редкие в озовых отложениях южной части Эстонии валуны почти все без исключения представлены кристаллическими породами. Значительно больше содержится в южноэстонских озовых отложениях алевритовых и пелитовых фракций, в отдельных случаях до 15—20%. Наиболее часто встречаются в озах Южной Эстонии гравийно-галечные пески, грубые фракции которых близки к соответствующим фракциям близлежащей морены, но отличаются от них морфологическими особенностями обломков.

Для определения дальности переноса грубообломочного материала в водноледниковых потоках, сформировавших отложения радиальных озов, были предприняты детальные исследования галечной фракции флювиогляциальных отложений двух озовых систем Северной Эстонии (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971), расположенных более или менее вкрест простирания выходов горизонтов коренных пород. Озы изучались между Мыдрику и Паасвере на протяжении 25 км и между Неэрути и Сиймусти на протяжении 67 км.

Было установлено, что во флювиогляциальных отложениях озов явно преобладает местный материал. Например, в озах Приллапатси, расположенных на выходе тамсалуской свиты юруского горизонта силура, содержание галек пород данной свиты составляет около 65%, а в озах Ракке (на границе выходов тамсалуской свиты и райккюлаского горизонта, в 18 км от северной границы выхода свиты) доходит даже до 85%. Гальки пород определенной свиты или горизонта появляются в озовых отложениях постепенно и достигают максимального содержания не сразу, а в дистальной части распространения выходов, после чего их количество резко уменьшается. Так, южнее выходов тамсалуской свиты содержание обломков пород этой свиты обычно не доходит до 20%. Например, в Сиймусти, на расстоянии 28 км от дистальной границы выхода, содержание галек пород тамсалуской свиты составляло всего лишь около 10%. Аналогичные результаты были получены также при наблюдении за изменением содержания обломков пород других горизонтов. Было установлено, что максимальная дальность переноса галек в водноледниковых потоках достигает примерно 16—20 км. Эти данные хорошо сопоставляются с результатами иссле-

Таблица 22

Минеральный состав мелкопесчаной фракции флювиогляциальных озовых отложений в Пюхамяэ (I), Мяэтагузе (II) и Ахимяэ (III)*

Минералы	Пределы колебания, %		
	I	II	III
Легкая подфракция (менее 2,89 г/см³)			
Кварц	86,5—93,0	31,4—53,0	70,2—83,4
Полевые шпаты	7,0—12,5	4,3—5,4	3,4—10,6
Слюды	0—1,0	0—0,8	0—1,6
Карбонаты	—	42,2—63,6	4,6—21,4
Остальные	0—3,0	—	—
Тяжелая подфракция (более 2,89 г/см³)			
Гематит, лимонит	2,4—5,6	23,6—41,9	4,6—12,4
Магнетит, ильменит	8,0—22,0	14,5—22,8	5,2—21,3
Лейкоксен	—	0—0,4	0—1,7
Гранат	23,4—44,2	5,5—12,7	16,9—33,1
Амфиболы	16,0—47,6	11,8—23,4	27,2—39,5
Ромбические пироксены	0,4—2,0	0—0,2	0,4—1,9
Моноклинные пироксены	1,6—4,3	0,4—1,4	0,3—1,5
Слюды, хлориты	0,5—7,4	0,2—1,0	0,2—3,9
Циркон, монацит, ксенотим	1,4—6,3	0,6—3,4	0,4—3,6
Турмалин	0—0,2	0—0,4	0,2—1,4
Эпидот	0,5—2,6	0,2—1,4	0,4—1,2
Цоизит, клиноцоизит	0—0,2	0—0,2	0—0,6
Ставролит	0—0,2	0—0,2	0—0,2
Дистен, андалузит, силлиманит	0—0,4	0,6—2,3	0,1—2,1
Апатит	0,2—1,0	0,2—2,3	0,1—2,1
Рутил	0—0,8	0—0,2	0—0,3
Титанит, брукит, анатаз	0—0,4	0—0,4	0—0,6
Карбонаты	—	1,7—37,8	0—2,8

* Аналитики — М. Вийдинг и А. Раукас.

дований А. Матисто (Matisto, 1961), А. Хеллакоски (Hellaakoski, 1930) и других финских ученых.

Содержание галек пород разных горизонтов и дальность их переноса во флювиогляциальных потоках зависит от многих факторов, таких, как устойчивость пород, ширина выхода горизонтов, рельеф поверхности коренных пород и т. д. Например, гальки пород раквереского горизонта благодаря своей устойчивости переносятся на более значительные расстояния, чем гальки мергелистых пород оандуского или горючие сланцы кукрузеского горизонта. Влияние ширины выхода можно проиллюстрировать на примере поркуниского горизонта. В паасвереском озе содержание галек пород поркуниского горизонта составляет 70%, а в озах Пизупи и Поркуни — всего лишь 20%. В первом случае ширина выхода этого горизонта — 5—7 км, во втором — 2—3 км (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

Для более мелких, песчано-алевритовых фракций определение исходных пород является более трудной задачей. Содержание эрратического (принесенного издалека) материала в мелких фракциях явно

более значительное (табл. 22, 23), о чем говорят также исследования, проведенные на соседних территориях (Юргайтис, Левков, 1973 и др.).

Минеральный состав мелкозема в значительной степени зависит от местоположения изучаемой озовой гряды (табл. 22). В радиальных озах, расположенных в крайней северной части изученной территории, близ глинта, где обнажаются бескарбонатные кембрийские породы, отложения обогащены кварцем, причем карбонатные минералы здесь отсутствуют (напр., в озе Пюхамяэ; табл. 22-1). Зато в мелкоземе радиальных озов, расположенных на коренных карбонатных породах ордовика и силура, в значительном удалении от глинта (напр., Мяэтагузеский оз; табл. 22—11, 23), всегда встречается много карбонатных минералов (до 80—90%), как, например, в озовой системе Раквере—Коэравере и Мыдрику—Паасвере.

Во флювиогляциальных отложениях озов Южной Эстонии содержание кварца снова возрастает, а карбонатов, наоборот, уменьшается (табл. 22-III). Текучие воды ледника обладали, видимо, значительной агрессивностью, обусловившей не только истирание, но и растворение карбонатных минералов, прежде всего кальцита. В песчано-гравийных

Таблица 23

Минеральный состав мелкопесчаной фракции разнозернистых отложений Мяэтагузеского оза, в %*

Минералы	I	II	III	IV	V
	Легкая подфракция (менее 2,89 г/см³)				
Кварц	31,4	41,1	43,8	31,5	53,0
Полевые шпаты	4,8	4,4	4,3	5,4	4,8
Слюды	0,2	0,8	—	0,3	—
Карбонаты	63,6	53,7	51,9	62,8	42,2
	Тяжелая подфракция (более 2,89 г/см³)				
Гематит, лимонит	28,8	23,6	38,8	41,9	39,2
Магнетит, ильменит	16,6	14,5	22,8	21,0	18,7
Лейкоксен	0,4	—	—	0,2	—
Гранат	6,1	5,5	6,7	9,2	12,7
Амфиболы	23,4	11,8	18,0	14,0	13,7
Ромбические пироксены	0,2	—	—	0,2	—
Моноклинные пироксены	1,4	0,8	0,6	0,4	1,0
Слюды, хлориты	0,6	0,6	1,0	0,6	0,2
Циркон	1,2	0,8	0,8	3,4	3,0
Турмалин	—	—	0,2	0,4	0,4
Эпидот	1,0	0,2	1,4	0,7	0,8
Цоизит, клиноцоизит	—	0,2	—	—	—
Ставролит	—	—	—	—	0,2
Дистен, андалузит, силлиманит	0,6	1,4	1,4	2,3	1,2
Апатит	0,4	0,2	0,4	0,7	0,2
Рутил	0,2	0,2	—	0,2	0,4
Титанит, брукит, анатаз	0,4	0,2	—	—	—
Карбонаты	14,4	37,3	14,4	1,7	4,6
Топаз	—	—	0,4	0,2	0,2
Флюорит	—	0,2	0,2	0,7	1,2
Даллит, коллофан	4,1	2,5	3,3	2,2	2,3

* Аналитики — М. Вийдинг и А. Раукас.

фракциях отложений озов Северо-Восточной Эстонии местами наблюдается много обломков и зерен горючих сланцев, содержание которых в отдельных маломощных прослоях доходит до 20—25%.

Для флювиогляциальных озовых отложений в целом обычно характерно отсутствие или невысокое содержание в мелкоземе легковыветривающихся (оливин, апатит и др.) и легких листоватых минералов (слюды, хлориты и др.), которые или разлагались, или выносились бурными потоками талых вод в озерно-ледниковые бассейны.

В пределах одного оза минеральный состав мелкозема относительно постоянный, несмотря на различия в гранулометрическом составе и характере слоистости. Это ясно выявляется из табл. 23, где приводятся результаты пяти анализов разнозернистых отложений Мяэтагузеского оза. Объектом первого анализа служили волнистослоистые алевритовые пески, второго — косослоистые гравийные пески, третьего — косослоистые пески, четвертого — косослоистый песчаный гравий и пятого — песчанистый гравийный галечник. Различия в минеральном составе (неодинаковое содержание граната, амфиболов, карбонатов и пр.) обусловлены в основном различиями в гидродинамическом режиме водноледниковых потоков, вследствие чего в мелкоземе более грубозернистых отложений (анализы IV и V) наблюдается концентрация более тяжелых и изометрических минералов (рудных, циркона и др.).

Слагающий радиальные озы материал обычно слоистый и хорошо промытый (табл. XIX, 32). Реже встречаются в озах неотсортированные и неслоистые отложения (табл. XIX, 33). При этом выявляется интересная закономерность: в озах, расположенных в древних долинах (Поркуни, Синиаллику и др.), отложения всегда лучше отсортированы и промыты, чем в озах, находящихся вне долин (Лыокене, 1961).

Слоистость флювиогляциальных отложений радиальных озов Эстонии неоднородная и представляет собой сложный комплекс чередования различных типов слоистости, преимущественно косой (табл. XIX, 32) и горизонтальной, реже волнистой (табл. XX, 34) или косоволнистой. Наслоение отложений разного порядка особенно хорошо заметно при чередовании материала, резко отличающегося по гранулометрическому составу.

В широких платообразных озах и в озах, расположенных в древних долинах Южной Эстонии, где преобладают сравнительно мелкозернистые отложения, обычно наблюдается спокойное залегание слоев. Чаще всего здесь отмечается горизонтальная, в отдельных случаях даже горизонтальная ритмичная ленточноподобная слоистость, характерная для лимногляциальных камов. Встречающаяся в платообразных озах волнистая слоистость обычно смещенная, асимметричная (табл. XX, 34), а косая — слабосрезанная клиновидная. Близ склонов слоистость облекающая, что часто проявляется в закономерном расположении плоских и удлиненных обломков параллельно наклону склона оза. Вдоль оза пласты наклонены под небольшим углом (обычно всего лишь несколько градусов) в дистальном направлении, а в поперечном сечении оза располагаются более или менее параллельно (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

В узких радиальных озах преобладает косая, быстро изменяющаяся, нередко перекрестная слоистость различной мощности и с разными углами наклона слоев. Реже встречаются горизонтальная и другие типы слоистости. Так как морфологическая форма узких озов обуслов-

лена оползанием накопившегося в узких трещинах материала после стаивания окружающих их ледяных стенок (Ряхни, 1960, 1967 и др.), то в таких озах отложения обычно находятся во вторичном залегании и образуют чаще всего миниатюрную «антиклинальную складку» с характерной облекающей слоистостью, наиболее четкой близ склонов оза. В центральной части озов залегание слоев может быть первичным, более или менее горизонтальным. В асимметричных озах слои наклонены в сторону одного (более пологого) склона. Мощность отдельных слоев колеблется в значительных пределах (от нескольких сантиметров до двух и более метров) и зависит от характера водных потоков и исходного материала. Скорость и направление слагающих озы потоков часто изменялись, о чем говорит частая смена типов слоистости, наличие в озах весьма разнозернистых отложений, варьирующие азимуты и углы падения косых слоев и слойков, а также ряд других признаков (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

В пределах одного оза слоистость изменяется как в вертикальном так и в горизонтальном направлении. В последнем случае слои имеют форму вытянутых линз и на протяжении нескольких десятков или сотен метров выклиниваются. Отдельные маркирующие горизонты (прослои суглинка и пр.) прослеживаются на расстоянии 50—100 м. Слои обычно полого, под углом 2—3°, наклонены в дистальную сторону оза. В некоторых озах, например в Каритса, они падают в дистальную сторону очень круто, под углом 20—30°, причем признаков их вторичного залегания не обнаруживается. Видимо, здесь наблюдается так называемая слоистость переднего склона. В отдельных случаях, например в озах Каркузе и Паункюла, слоистость круто падает в проксимальную сторону оза. Большей частью это явление, видимо, не говорит о течении вод на север, а является вторичным и обусловлено таянием погребенных льдов (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Локальные временные потоки в проксимальную сторону оза, разумеется, могли иметь место. При обрушении стенок трещин или в результате забивания отдельных участков последних слабо промытым обломочным материалом могли образоваться небольшие приледниковые озера, о существовании которых свидетельствует наличие глинисто-алевритовых горизонтальных слоев в озах. Уровень воды в этих озерах мог быть разным, что и обусловило образование стока из одного озера в другое, а также временное движение потоков в направлении, противоположном преобладающему направлению движения талых вод, т. е. с юга на север (Ряхни, 1960).

Если рассматривать озовую цепь в целом, то можно увидеть еще более значительную изменчивость текстур. Одна озовая гряда в цепи, например, может состоять преимущественно из горизонтально-слоистых осадков, а следующая может быть сложена уже косослоистыми осадками и т. д. Таким образом, каждый отдельный оз и даже часть оза следует рассматривать как сложное сочетание осадков, отложенных потоками различного характера и разной мощности. Как правило, в дистальной части отдельных озов и озовых систем залегание осадков более спокойное. Как уже указывалось, здесь они более мелкозернистые и более часто наблюдается горизонтальная и волнистая (или косоволнистая) слоистость (табл. XX, 35). Это, видимо, говорит об отложении материала в устьях трещин, впадающих в приледниковые озера (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

В хорошо промытых и более мелкозернистых отложениях слоистость выражена лучше (табл. XIX, 32; табл. XX, 34). В грубозернистых и слабо промытых отложениях слоистость обычно неясная или вовсе отсутствует (табл. XIX, 33). Здесь часто наблюдается лишь слоеватость, выраженная в ориентированном расположении удлиненных и плоских галек. Длинные оси валунов и галек в радиальных озах располагаются обычно параллельно протяжению оза, реже перпендикулярно ему, в обоих случаях с наклоном преимущественно по направлению движения талых вод ледника.

Выше уже обращалось внимание на то, что отложения в радиальных озах нередко находятся во вторичном залегании. Из деформаций наиболее значительны смещения в склоновых частях озов, где из-за нарушения первичной слоистости наслоение становится неопределенным, следует направлению падения склона или является перемятым (Мяэтагузе, Аравете, Воозе и др.). В последнем случае в отложения озов часто вмят посторонний материал, например морена. Деформация слоев в данном случае происходит из-за перемещения осадков под действием силы тяжести самого осадка.

В отложениях радиальных озов часто наблюдается и нарушенное залегание слоев, обусловленное таянием погребенных льдов. В данном случае образуются нарушения различного рода: микросбросы с амплитудой до 1—1,5 м, опрокидывание слоев, псевдоволнистая слоистость и т. д. Во многих случаях установлено вертикальное или почти вертикальное залегание слоев. Нарушения слоистости ледниковыми клиньями, морозными и морозобойными трещинами в отложениях озов не обнаружены. Не установлено и типичных нарушений напора (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971; Лыокене, 1961).

Отложения флювиокамов мало отличаются от озовых. Они также характеризуются большим непостоянством механического и вещественного состава и изменчивостью текстур, что указывает на быстро изменяющиеся условия их формирования (табл. XXI, 36). В Северной Эстонии отложения флювиокамов обычно более мелкозернистые, чем озовые. В Южной Эстонии часто наблюдается обратная картина. Встречаются флювиокамы, почти полностью состоящие из песков (напр., в Иллука и Вийтна), и наряду с ними распространены флювиокамы, сложенные в основном гравийно-галечными отложениями. Среди песков преобладают разнозернистые разновидности с примесью гравия и гальки (до 20%). Хорошо отсортированные пески с одной размерной фракцией более 50% встречаются редко, особенно в Южной Эстонии. Количество алевритовых и пелитовых частиц в песчаных разновидностях отложений флювиокамов в большинстве случаев не превышает 5%, в гравийно-галечных — 3%. В грубообломочных отложениях преобладает гравийно-галечный материал (30—70%) с мелкими валунами и песком. Мощность отложений флювиокамов достигает 25 м (на Хааньяской возвышенности, в Северо-Восточной Эстонии), но наиболее часто колеблется все же в пределах 8—15 м.

Литологический состав отложений флювиокамов также полностью предопределяется составом исходных отложений, прежде всего близлежащей основной морены (Орвику, 1960д). В связи с этим отложения флювиокамов в Северной Эстонии значительно богаче обломками карбонатных пород (обычно 60—90%), чем в Южной Эстонии (обычно 40—70%). Девонские песчаники в отложениях флювиокамов наблюдаются лишь изредка. В Северо-Восточной Эстонии в них местами (в

Иллука) обнаружены обломки горючих сланцев (до 5%). Содержание последних в отдельных песчано-гравийных прослоях возрастает до 15—20%.

Песчаные фракции флювиогляциальных камовых отложений в Южной Эстонии богаче кварцем (85—96%) и беднее полевыми шпатами (обычно 5—10%) и карбонатами (0—8%), чем на севере Эстонии (соответственно 75—95, 5—15 и 5—15%), что можно объяснить влиянием исходных отложений. Сравнительно чистые кварцевые пески встречаются местами также и в флювиокамах Северо-Восточной Эстонии, например на месторождении Паннъярве, в камовом поле Иллука, где некоторые фракции песков почти полностью состоят из кварца. Содержание слюд в отложениях флювиокамов несколько выше (0—5%), чем в озовых, что, видимо, объясняется менее длительным транспортом первых в водных потоках и меньшей промытостью отложений. Сравнительно невысоко (0,5—1,5%) в них и содержание минералов тяжелой подфракции, в составе которой отмечаются некоторые локальные различия. Как и в близлежащих моренах, в отложениях флювиокамов Восточной Эстонии, особенно на северо-востоке, содержится наибольшее количество рудных минералов, которые в других районах, например на Пандивереской возвышенности, играют меньшую роль. Содержание амфиболов и пироксенов в отложениях флювиокамов Северной Эстонии несколько выше, а гранатов, циркона, турмалина, рутила, титанита и дистена меньше, чем в Южной Эстонии. Но в целом территориальные различия в минеральном составе менее значительны, чем у верхневалдайской морены в этих районах.

Довольно существенные различия в минеральном составе, превышающие иногда даже региональные, наблюдаются уже в пределах одного камового поля, что подтверждается и анализами отложений камового поля Мягеде, расположенного недалеко от Аэгвийду. Эти различия обусловлены, видимо, не только неодинаковым гранулометрическим составом образцов, но и разными условиями осаждения. Вероятно, осадки здесь были отложены потоками, текущими с разных направлений, где исходные отложения несколько отличались по составу (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

Текстуры отложений флювиокамов сходны с текстурами отложений озов и характеризуются большим непостоянством (Ряхни, 1960, 1965а, Юргайтис, 1969 и др.). Слоистость в невысоких холмах обычно неопределенная или нечеткая. В более крупных холмах, куполах и валообразных формах преобладает горизонтальная слоистость, а близко от поверхности — облекающая (плащеобразная). При наличии наклонной слоистости обычно наблюдается общее падение слоев в сторону одного конца кама, чаще всего в дистальную сторону камового поля. В том же направлении, вдоль преобладающих потоков талых вод ледника, ориентированы удлиненные обломки пород. Если склоны вала или купола очень крутые (более 20°), то падение слоев меньше наклона склонов и слои скрещиваются со склоном. При небольших углах наклона склонов нередко наблюдается противоположная картина. Для флювиогляциальных камов часто характерны также слабосрезанные, быстро выклинивающиеся косые слои, которые, перемежаясь с горизонтальными, образуют диагональную слоистость. Слои и слойки, падающие в сторону дистального конца камового поля и пересекающиеся между собой, являются соответственно линзообразными. Более изменчивыми и бурными были течения во время формирования базальной

части камов. В этой части камов широко представлены косые, в том числе перекрещивающиеся слои. Необходимо отметить, что текстура отложений во флювиокамах южной части Эстонии более изменчива, чем в северной.

Слоистость отложений флювиокамов обычно обусловлена чередованием разнозернистых слоев (слойков). В отдельных случаях тонкие слойки отличаются друг от друга также по литолого-минеральному составу: некоторые из них содержат больше темных минералов, чем другие, или же в некоторых слойках встречается больше слюд, обломков горючих сланцев и иных включений. Мощность отдельных слоев обычно 10—40 см.

В Эстонии в отложениях флювиокамов часто наблюдаются сбросы, складки и другие нарушения, в большинстве случаев локального характера (табл. XXI, 37), с небольшими амплитудами (до 2 м). Они большей частью локализуются на днищах межкамовых впадин и в присклоновых участках камов. Только в отдельных случаях нарушения охватывают почти всю мощность слагающих флювиокамы отложений. По сравнению с южноэстонскими камами во флювиокамах Северной Эстонии нарушений значительно меньше, и они имеют меньшие размеры. Появление их обусловлено главным образом таянием глыб погребенного льда. Местами в присклоновых частях флювиокамов наблюдаются оползневые текстуры. Очень редко встречаются нарушения напора, вызванные повторной подвижкой ледника.

Наиболее характерными *приледниковыми флювиогляциальными отложениями* обычно считают отложения зандров и флювиогляциальных дельт. Ввиду особенностей древнего рельефа и истории развития территории в плейстоцене типичные зандры на территории республики не встречаются. Широко развитые в различных районах Эстонии гравийно-песчаные поля генетически являются флювиогляциальными дельтами и отчасти зандродельтами (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971; Карукяпп, Мийдел, 1972). К. Каяк (1959, 1963, 1966) указывает на широкое распространение в Южной Эстонии долинных зандров, представленных надпойменными террасами в пределах долин Вяйке-Эмайыги, Педэли, Мустйыги, Пиуза и др. Но как уже указывалось выше (см. гл. 6.4.1), эти надпойменные террасы, сложенные в основном разнозернистыми песками, являются в действительности типичными древнеаллювиальными образованиями, и их следует рассматривать как позднеледниковые речные террасы.

Мощность *отложений флювиогляциальных дельт* обычно колеблется от нескольких (Карула, Тохври) до 20 (Нымме, Потсепа) и даже до 30 метров (Валгейыэ; рис. 71), что обусловлено неодинаковой длительностью седиментации, мощностью водных потоков и их насыщенностью осадочным материалом, а также характером древнего рельефа. Значительно отличается также гранулометрический и литолого-минеральный состав отложений, причем повсюду наблюдается уменьшение средней величины обломков в дистальном направлении. Нередко отмечаются постепенные переходы грубообломочных флювиогляциальных отложений в тонкозернистые лимногляциальные (Мийдел и др.; 1969).

В типичных отложениях флювиогляциальных дельт тонкие фракции (менее 0,1 мм) почти отсутствуют и составляют обычно лишь 0,1—2,5%. Только в отдельных случаях содержание их доходит до 10—15%. Наиболее часто преобладает крупно-песчаная фракция, наряду с кото-

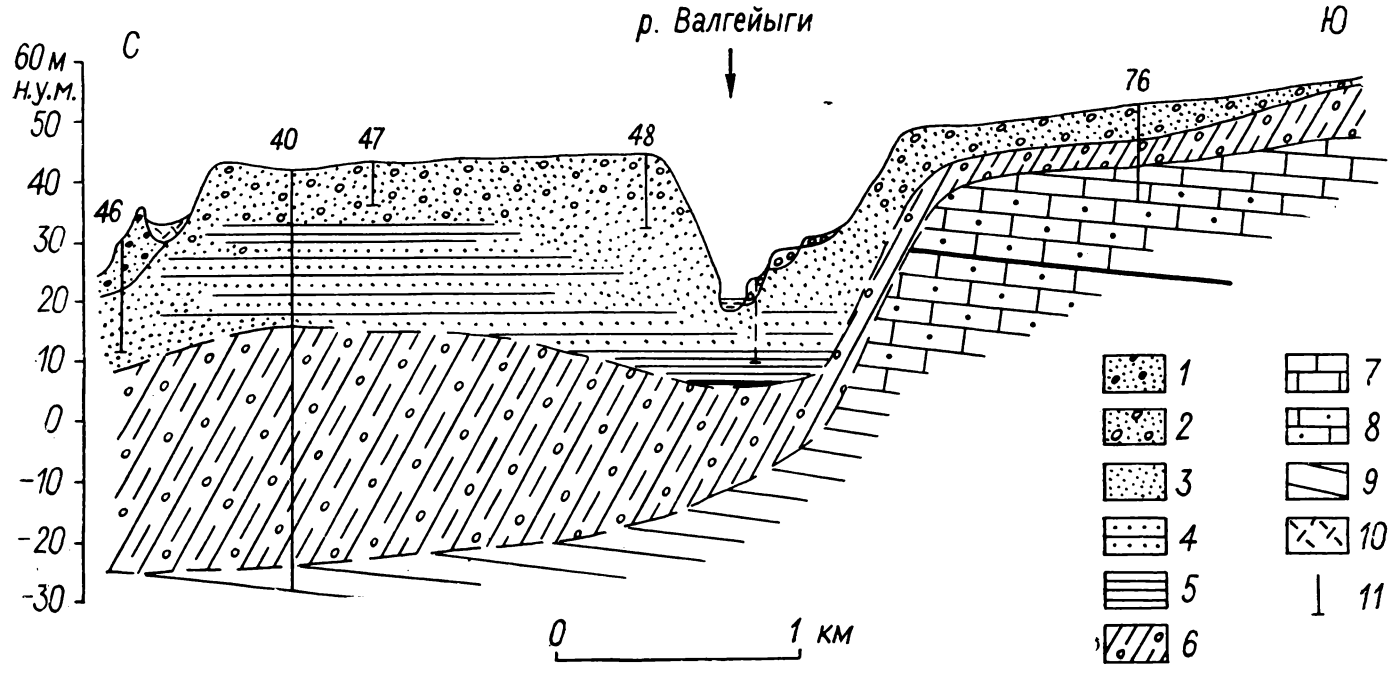


Рис. 71. Строение флювиогляциальной дельты Валгейыэ (Северная Эстония).
1 — песчаные морские, 2 — гравийно-галечные флювиогляциальные, 3 — песчаные озерно-ледниковые и 4 — алевритовые озерно-ледниковые отложения; 5 — ленточные глины; 6 — морена, 7 — известняки и доломиты; 8 — песчаники; 9 — глины; 10 — болотные отложения; 11 — буровые скважины (Карукяпи, Мийдел, 1972).

Fig. 71. Structure of the Valgejõe fluvioglacial delta (in North Estonia (Карукяпи, Мийдел, 1972):
1 — sandy marine deposits, 2 — fluvioglacial gravel-and-pebble deposits, 3 — sandy limnoglacial deposits, 4 — silty limnoglacial deposits, 5 — varved clays, 6 — till, 7 — limestones and dolomites, 8 — sandstones, 9 — clays, 10 — boggy deposits, 11 — boreholes.

рой широко представлены также среднепесчаная (табл. XXII, 38) и мелкогравийная фракции. Гравийно-галечные отложения встречаются в основном только в самой проксимальной части дельт и далеко не всегда. Некоторое исключение составляют дельты Вайвара, Потсепа, (табл. XXII, 39) и Кодарамяги, в отложениях которых содержится 30—60% галечных фракций.

Флювиогляциальные дельты тесно связаны с фронтальными краевыми ледниковыми образованиями и приурочены к ним во всех прослеживаемых на территории республики краевых зонах. Более широко они распространены на территории Северной Эстонии, особенно между Таллином и Кунда (Карукяпп, Мийдел, 1972).

Литологический состав отложений флювиогляциальных дельт также связан с литологическим составом исходной для них морены. В наиболее северной части Северо-Эстонского плато и в предглинтовой полосе (Нымме, Валгейыэ, Вескиярве), где исходным отложением послужила слабокарбонатная, насыщенная обломками кристаллических пород предглинтовая морена, в дельтовых отложениях преобладает богатый обломками кристаллических пород гравийный и крупнопесчаный материал, в котором обломки карбонатных пород либо совершенно отсутствуют, либо очень немногочислены.

В минеральном составе мелкопесчаной фракции, по данным 23 анализов, здесь всегда сильно преобладает кварц (68—93, в среднем 80%). Содержание полевых шпатов находится в пределах 3,8—27,0% (в среднем 18%), карбонатов 0—0,8 (в среднем 0,2%), слюд 0—13,3 (в среднем 1,2%) и глауконита 0—0,8 (в среднем 0,6%.) Выход тяжелой подфракции колеблется в широких пределах — от 0,7 до 6,8%. Из минералов тяжёлой подфракции доминируют амфиболы (23—66%), пироксены (2,2—8,8%), гранат (15,2—49,7%) и ильменит—магнетит. Постоянно присутствуют еще зерна лимонита—гематита, пирита, эпидота и цоизита, часто также циркона, турмалина, лейкоксена, апатита, силлиманита, рутила, титанита и коллофана. По сравнению с близлежащей мореной бросается в глаза значительно меньшее количество пирита, который в водных потоках быстро разлагается.

На Северо-Эстонском плато, на выходах карбонатной морены в отложениях флювиогляциальных дельт наблюдается много обломков карбонатных пород (до 70—80%, например, в Потсепа), хотя обычно меньше, чем в исходной морене. Менее карбонатны также песчаные фракции дельтовых отложений. Лишь в отдельных случаях содержание карбонатов в песчаных фракциях достигает 50% (Потсепа) и наиболее часто составляет 5—25%. Несколько меньше в них, чем в моренах, полевых шпатов (в среднем 11,9%) и слюд. Содержание минералов в тяжелой подфракции (выход 0,6—11,2%), по данным 36 анализов, колеблется в исключительно больших пределах (в процентах): магнетита—ильменита 0,8—27,4, гематита—лимонита 0,7—36,1, лейкоксена 0—3, граната 10,1—57,4, амфиболов 4,8—60,6, пироксенов 0,8—12,7, биотита 0—17,7, циркона 0,2—6,7, турмалина 0—2,5, рутила 0—1, эпидота—цоизита 0,2—9,4, титанита 0—1,2 и т. д. Какой-либо ясной закономерности в количественном распространении отдельных минералов не выявляется.

На территории Южной Эстонии отложения флювиогляциальных дельт также довольно разнообразные. Преобладают разнозернистые гравийные и гравистые пески с гравийно-галечной фракцией около

10—40%. Количество алевритовых и пелитовых частиц обычно не превышает 5%. Местами, например близ Тохври и Сауга на Сакалаской возвышенности, встречаются и хорошо отсортированные пески с маломощными прослоями мелкого и среднего гравия. Но более часто наблюдается двух- или трехвершинная кривая гранулометрического состава, что, как известно, свидетельствует о периодической смене динамических условий транспорта.

Соотношение карбонатных и кристаллических пород в отложениях флювиогляциальных дельт Южной Эстонии колеблется в больших пределах, но в целом карбонатных обломков и здесь меньше (обычно 30—50%), чем в близлежащей морене. Количество девонских песчаников и мергелей доходит до 6%, но наиболее часто они или отсутствуют, или содержание их не превышает 2—3%. Еще более разнообразен минеральный состав отложений флювиогляциальных дельт, где по данным 24 анализов мелкопесчаной фракции установлено следующее содержание отдельных минералов (в процентах): кварц — 68—92, полевые шпаты — 6,8—24,2, слюды — 0—3,8, карбонаты — 0—26,8, минералы тяжелой подфракции — 0,6—8,4, из них магнетит—ильменит, гранат и амфиболы обычно в количестве 20—30, гематит—лимонит около 10, доломит, лейкоксен, биотит, циркон, турмалин и эпидот—цоизит около 1—3 и остальные минералы в большинстве случаев менее 1%. Четких территориальных различий в минеральном составе отложений флювиогляциальных дельт Южной Эстонии также не наблюдалось.

Слоистость отложений флювиогляциальных дельт довольно изменчивая и зависит от их гранулометрического состава (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). В гравийно-галечном материале слоистость обычно косая параллельная или слабосрезанная клиновидная с падением слоев под углом 5—10° в дистальную сторону (табл. XXIII, 40). В гравии и гравийном песке слоистость перекрестная с маломощными сериями, косая с прямыми или вогнутыми слойками, реже горизонтальная или волнистая. Иногда наблюдается диагональная слоистость, когда косые слои с параллельными серийными швами и прямыми слойками чередуются с горизонтальными. В хорошо отсортированных песках часто отмечается косая (табл. XX, 38) и косоволнистая или смещенная волнистая слоистость, а в еще более мелкозернистом материале (алевритистые пески) — ясно выраженная симметричная волнистая (табл. XXIII, 41). В переходной в озерно-ледниковые отложения фации, где преобладают глинисто-алевритовые отложения, установлена неясная горизонтальная слоистость. Иногда встречаются текстуры нарушения (табл. XXIV, 42).

Длинные оси обломков в отложениях флювиогляциальных дельт расположены преимущественно по направлению потоков ледниковых вод и перпендикулярно простиранию фронтальных краевых форм, вблизи которых они образовались (Юргайтис, 1969). Углы наклона длинных осей обломков обычно небольшие — до 30°. В Северной Эстонии отложения флювиогляциальных дельт местами сцементированы карбонатным материалом в прочные конгломераты (напр., в Вайвара; табл. XXIV, 43).

Отложения маргинальных озов наиболее широко распространены в Западной Эстонии, где озы образуют два крупных пояса: Северо-Пярнумааский, длиной около 150 км, и Ристи-Паливерескиий, длиной около 90 км. Довольно часто отложения маргинальных

озов наблюдаются и на Пандивереской возвышенности. Местами они встречаются еще на островах Хийумаа и Сааремаа, а также в Средней (Лаэва), Северо-Восточной (Тудулинна) и Южной Эстонии (напр., в южной части Сакалаской возвышенности).

Маргинальные озы по существу представляют собой одну из разновидностей флювиогляциальных дельт и отличаются от них валообразной формой и асимметричным строением (Sauramo, 1929; Tanner, 1934; Лаврова, 1960 и др.). Так как маргинальные озы часто формировались не при свободном стоке в дистальную сторону, а в открытых маргинальных трещинах (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971), то их осадки нередко отличаются от отложений радиальных озов и флювиогляциальных дельт: они меньше промыты и на их состав оказывает бо́льшее влияние исходная морена. В то же время по сравнению с мореной они значительно лучше отсортированы и содержат меньше алевритовых и глинистых фракций (обычно менее 5%), их обломки лучше окатаны и округлены, и они содержат немного легкорастворимых, относительно легких и листоватых по форме минералов. Например, в песчаных фракциях отложений маргинальных озов слюды и хлориты большей частью отсутствуют или содержание их не превышает 1%. Несколько меньше содержится в них карбонатных минералов, апатита, пироксенов и других.

Севернее глинта или близ него (Юлемисте, Пюхамяэ) обломки карбонатных пород в гравийно-галечных фракциях отложений маргинальных озов или отсутствуют, или встречаются в небольших количествах (менее 5%). Местами здесь обнаружены обломки кембрийских песчаников, диктионемового сланца, «синих глин» и других непрочных пород. Содержание кварца в мелкопесчаной фракции (по данным 17 анализов) высокое — 85—93%. Карбонаты отсутствуют, либо их мало (в виде исключения более 10%). Полевых шпатов содержится около 7—10%; слюды и хлориты практически отсутствуют. В мелкопесчаной тяжелой подфракции (выход которой в песчаных отложениях составляет в среднем 0,5—1,5%, а в гравийно-галечных — 2—6%), преобладают гранат (36—40%) и амфиболы (26—32%). Магнетита и ильменита содержится 10—20, пироксенов 3,5—5,5, гематита и лимонита 1,2—1,6, циркона 1,3—4,2%, апатита 1,2—1,6%; силлиманит, рутил, анатаз, лейкоксен, цоизит и турмалин присутствуют постоянно, но в небольших количествах.

На Северо-Эстонском плато в отложениях маргинальных озов резко возрастает содержание карбонатного материала, которое в галечных фракциях обычно (в среднегалечных фракциях в 64 анализах из 74-х, или 86,5%) составляет более 80% всех обломков. Содержание обломков карбонатных пород в среднегалечной фракции часто (29,7% случаев) превышает даже 90%. В гравийных фракциях количество обломков карбонатных пород заметно уменьшается. Так, во фракции 2—3 мм лишь в восьми анализах (10,3% случаев) количество карбонатных пород превышало 70% и часто (в 24 анализах из 74-х, или 32,4%) составляло меньше 50% всех обломков. Соотношение известняков и доломитов в зависимости от расположения озов относительно исходных пород колеблется в больших пределах.

В мелкопесчаной фракции отложений маргинальных озов, расположенных на Северо-Эстонском плато, содержание карбонатных минералов значительное — 20—65%. Количество кварца в ней колеблется от 30 до 75%, полевых шпатов 5—12%, слюд 0—2%. Мелкопесчаная

тяжелая подфракция в песчано-гравийных отложениях обычно составляет 0,5—2,5%, в гравийно-галечных, где происходило более интенсивное природное шлихование, несколько больше — 1,8—6,0%. По данным 49 анализов, видное место и здесь принадлежит карбонатным минералам (5—65%), наряду с которыми встречаются гематит и лимонит (16—42%), магнетит и ильменит (12—34%), лейкоксен (до 4%), гранат (4,5—35%), амфиболы (11—38%), пироксены (до 6%), слюды (до 4%), циркон (0,6—3,4%), турмалин (до 1%), эпидот и цоизит (до 2%), андалузит (до 2,1%), силлиманит (до 1%), апатит (до 1,4%), рутил (до 1,2%), даллит (0,2—5,6%) и некоторые другие акцессорные минералы (флюорит, топаз и др.). Обнаруживается также сходство с минеральным составом близлежащей морены.

В Южной Эстонии отложения маргинальных озов, как уже отмечалось, нехарактерны. По сравнению с соответствующими отложениями на Северо-Эстонском плато, они содержат здесь значительно больше песчаных фракций (до 60—70%) и относительно меньше галек и валунов (обычно 10—20%). Меньше здесь (обычно 40—60%) и обломков карбонатных пород, которые всегда очень хорошо окатаны. В песчаных фракциях много кварца (70—80%). Содержание полевых шпатов (по 13 анализам) обычно 5—15, карбонатов 0—20, слюд 0—2%. Выход тяжелой подфракции обычно составляет 0,8—2,2%, но в результате природного шлихования может достигать 7,8%.

Мощность отложений маргинальных озов — от нескольких до 20 и более метров, чаще 5—15 м. Слоистость их весьма изменчивая и тесно связана с морфологией и генезисом озов (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). В симметричных выпукло- или плоскогребневых маргинальных озах, сформировавшихся, по всей вероятности, в открытых трещинах на границе полей мертвого льда с активным (или с пассивным) ледниковым краем или в маргинальных трещинах отмершего края ледника, слоистость отложений почти такая же, как и у отложений радиальных озов. Чередующиеся в разрезе гравийно-галечные и грависто-песчаные отложения свидетельствуют о большой энергии водно-ледниковых потоков и о частой смене их режима. Слоистость вдоль склонов таких маргинальных озов обычно облекающая, обусловленная оседанием слоев после таивания окружающих ледяных стен. В центральной части этих озов преобладает косая непараллельная разнонаправленная слоистость с резко изменчивыми углами наклона (5—35°). Если водные потоки связаны с маргинальными или радиальными долинами, то в отложениях наблюдается общее падение слоев вдоль озов, в направлении дренирующей долины (см. Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Нередко наблюдаются нарушения первичной слоистости, обусловленные таянием погребенных льдов (табл. XXV, 44). Наряду с разновидностями косой слоистости местами встречается диагональная, слабо выраженная горизонтальная и косоволнистая. Нередко слоистость вообще отсутствует, и в отложениях обнаруживается лишь слоеватость в виде ориентированного расположения плоских и удлиненных галек.

В платообразных крутосклоновых камоподобных маргинальных озах преобладают горизонтальные и слабонаклонные слои. Близ склонов слоистость облекающая, явно вторичная, образовавшаяся в результате таивания окружающих ледяных стен.

В классических маргинальных озах с явно ассиметричным поперечным сечением и в переходных во флювиогляциальные дельты образованиях гранулометрический состав отложений в проксимальной части

обычно более крупный (гравийно-галечный), чем в дистальной (песчаный гравий с прослоями галечного гравия). У подошвы дистального склона обычно развиты пески. Преобладает параллельная или слабосрезанная однонаправленная прямолинейная косая слоистость с падением слоев в дистальном направлении под углом 5—30°, чаще всего 7—15°. Редко обнаруживаются другие типы слоистости, например выпуклая пучковидная, косоволнистая и др. Как и во флювиогляциальных дельтах, косослоистые отложения нередко покрыты горизонтальнослоистыми (табл. XXV, 45).

При обобщении имеющегося материала по текстурам и литолого-минеральному составу разных типов флювиогляциальных отложений обнаруживается ряд общих и отличительных черт. Общим для разных типов флювиогляциальных отложений является исключительно большая изменчивость гранулометрического состава. Отложения эти слагаются обломками самой разнообразной величины: от отдельных валунов до мельчайших пелитовых частиц. В отличие от исходных моренных отложений, содержание алевритовых и пелитовых частиц во флювиогляциальных отложениях сравнительно небольшое, и в них преобладают зерна песчаной, гравийной и галечной фракций, соотношения которых непостоянны даже на близлежащих участках. Особенно в больших пределах колеблется гранулометрический состав в отложениях радиальных озов и расположенных среди холмистого рельефа флювиогляциальных камов. Отложения флювиогляциальных дельт и классических маргинальных озов накапливались при более постоянных гидродинамических условиях, и поэтому их гранулометрический состав изменяется более закономерно. В дистальном направлении количество грубообломочного материала в них закономерно убывает от 40—70% до 5—6%, медианные диаметры уменьшаются от нескольких или десятков миллиметров до долей миллиметра, а сортированность отложений изменяется от слабой до хорошей.

Из-за частого изменения гидродинамических условий при формировании флювиогляциальных отложений колеблется в очень больших пределах и их литолого-минеральный состав. Процентное содержание типов пород и минералов в размерных фракциях флювиогляциальных отложений колеблется всегда значительно больше, чем в моренах (Гайгалас, Юргайтис, 1967). Содержание минералов и обломков пород в гранулометрическом спектре морен изменяется закономерно и постепенно от одной размерной фракции к другой, без значительных количественных отклонений. Во флювиогляциальных отложениях, наоборот, эти изменения резкие и часто незакономерные.

В процессе формирования флювиогляциальных отложений содержание устойчивых пород и минералов возрастает за счет более слабых обломков, измельчающихся или разлагающихся при транспортировке водными потоками. В гравийно-галечных фракциях флювиогляциальных отложений обломков кристаллических пород обычно на 10—15 больше, чем в моренах, а карбонатных соответственно меньше. Отмеченная закономерность характерна для всей Прибалтики, а также для Белоруссии (Куршс, 1963; Левков, 1965; Юргайтис, 1969). Обломков метаморфических пород, особенно гнейсов, и крупнозернистых магматических пород, прежде всего рапакиви и крупнозернистых гранитов, также на 5—10% меньше, чем в исходной морене. К остальным типам кристаллических пород относится вывод К. Кауранне (Kauranne, 1970), согласно которому содержание полевых шпатов уменьшает, а амфи-

ТАБЛИЦА XVII

28. Кунда Ламмасмяги. Фото А. Мийдела.
29. Валунное поле в Куусалу (Северная Эстония). Фото автора.

TABLE XVII

28. Kunda Lammasmägi. Photo by A. Miidel.
29. Boulder field in Kuusalu (North Estonia). Photo by the author.

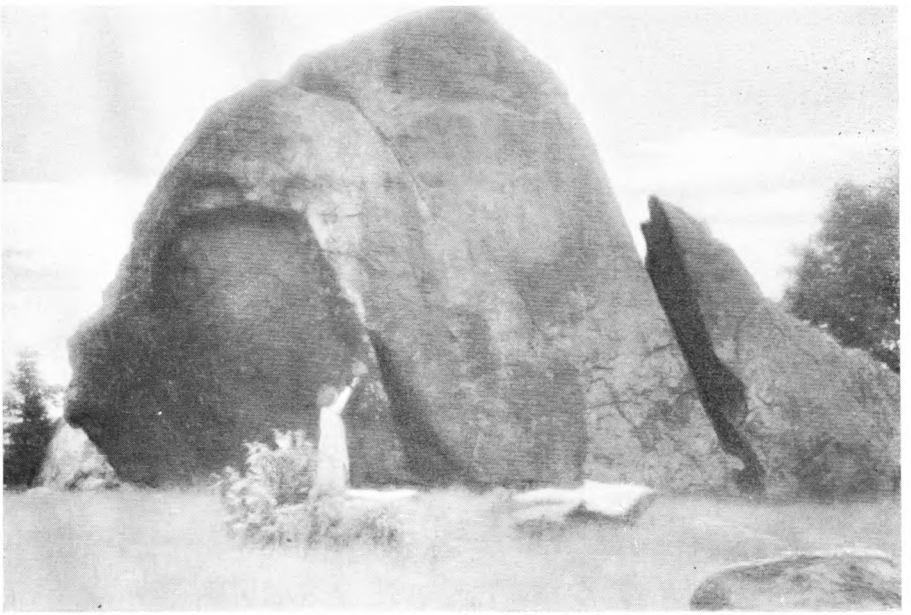


ТАБЛИЦА XVIII

30. Крупный валун Яани-Тоома (Северная Эстония). Фото И. Кала.
31. Морена с многочисленными слабоокатанными обломками местных коренных пород в напорной конечной морене Тамсалу-Найстевялья (Северная Эстония). Фото А. Мийдела.

TABLE XVIII

30. Jaani-Tooma boulder (North Estonia). Photo by I. Kala.
31. Till, rich in poorly rounded particles of local bedrock. Tamsalu-Naistevälja push end moraine (North Estonia). Photo by A. Miidel.

ТАБЛИЦА XIX

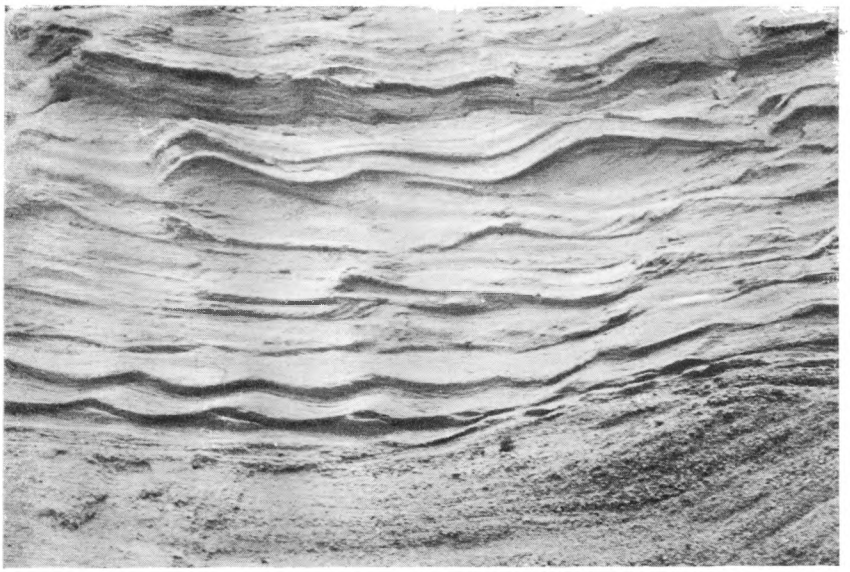
32. Хорошо промытые косослоистые гравистые пески в радиальном озе Сиймусти (Северная Эстония). Фото Р. Карукяпп.

33. Слабо промытые грубообломочные отложения в радиальном озе Клинге (Северная Эстония). Фото автора.

TABLE XIX

32. Well outwashed obliquely laminated gravel sands in the Siimusti radial esker (North Estonia). Photo by R. Karukäpp.

33. Poorly outwashed coarse-grained deposits in Klinge radial esker (North Estonia). Photo by the author.



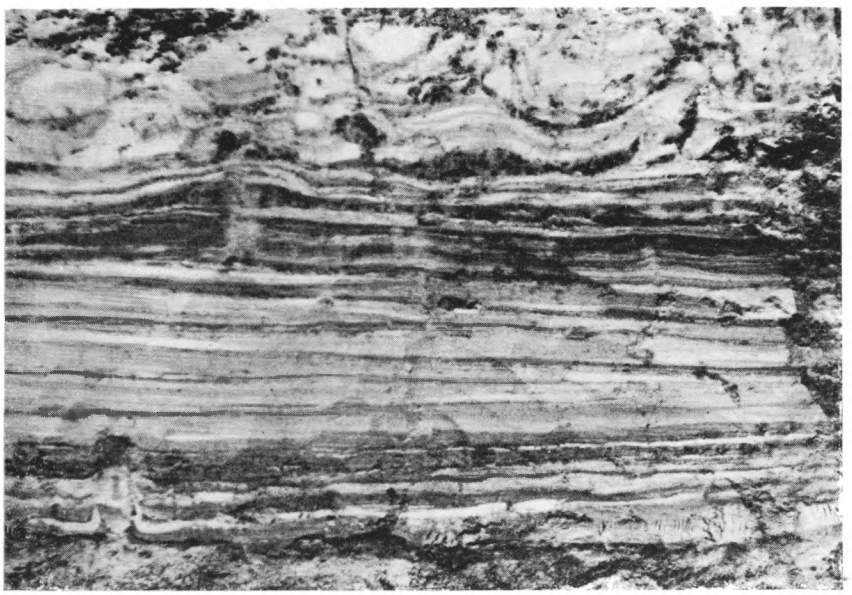


ТАБЛИЦА XX

34. Волнистая слоистость в радиальном озе Мяэтагузе (Северо-Восточная Эстония). Фото автора.
35. Горизонтальная ленточноподобная слоистость в дистальной части радиального оза Вахасту. Фото Р. Карукяпи.

TABLE XX

34. Wave-like bedding in the Mäetaguse esker (North-East Estonia). Photo by the author.
35. Horizontal varved lamination in the distal part of the Vahastu radial esker. Photo by R. Karukäpp.

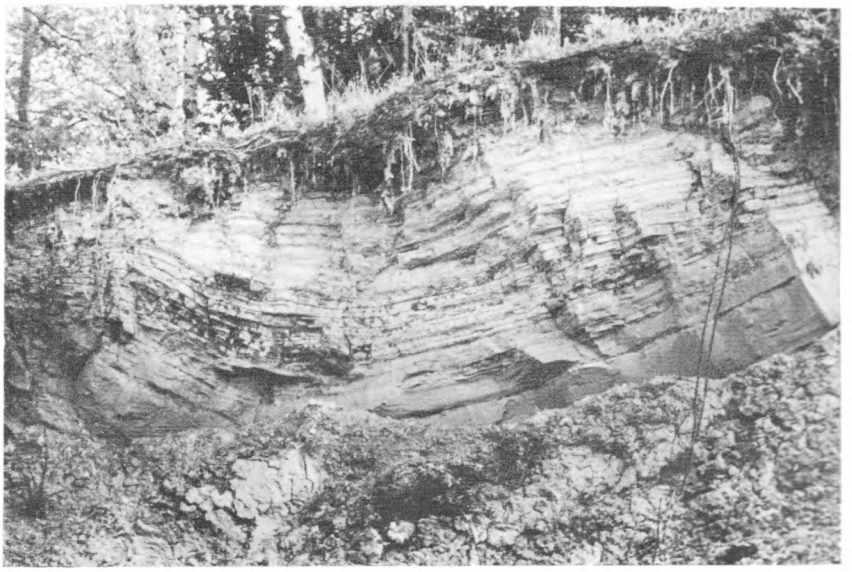


ТАБЛИЦА XXI

36. Разнозернистый гравийно-галечный и песчаный материал во флювиокаме Саувауту (Северо-Восточная Эстония). Фото автора.
37. Нарушения залегания, вызванные таянием погребенного льда в каме Сильдоя (Северо-Восточная Эстония). Фото автора.

TABLE XXI

36. Various sized gravel, pebble and sandy material in the Saueaugu fluvioglacial kame (North-East Estonia). Photo by the author.
37. Disturbances in bedding, resulting from the melting of buried ice in the Sildoja kame (North-East Estonia). Photo by the author.

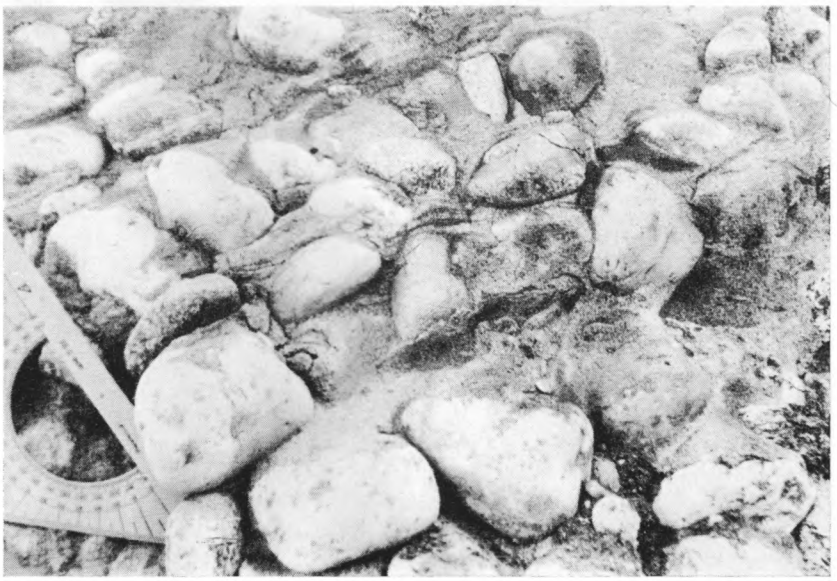
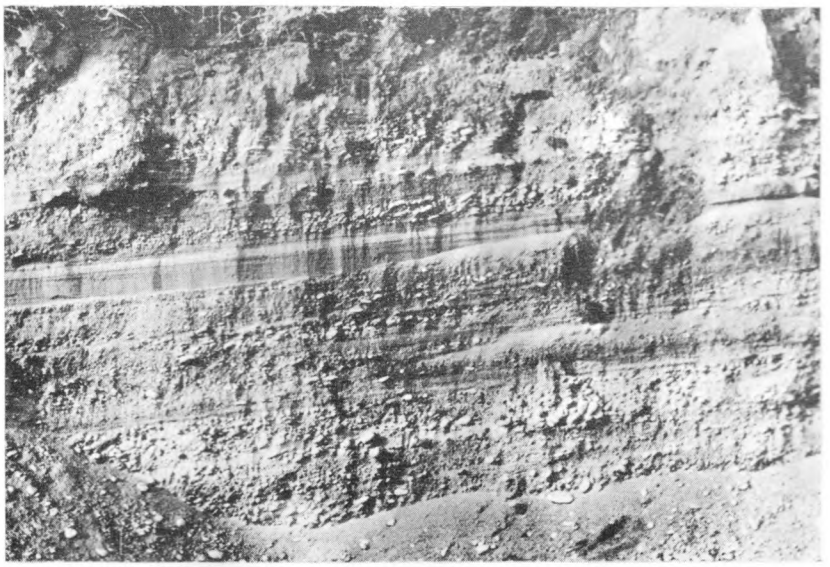


ТАБЛИЦА XXII

38. Косослоистые песчаные отложения флювиогляциальной дельты Мяннику (Таллин). Слои и слойки падают в дистальном направлении. Фото автора.
39. Грубообломочные косослоистые отложения флювиогляциальной дельты Потсепа (Юго-Западная Эстония). Фото Р. Карукяпп.

TABLE XXII

38. Obliquely laminated deposits of the Männiku fluvioglacial delta (the town of Tallinn). Inclined bedding to the distal direction. Photo by the author.
39. Obliquely laminated coarse-grained deposits in the Potsepa fluvioglacial delta (South-West Estonia). Photo by R. Karukäpp.



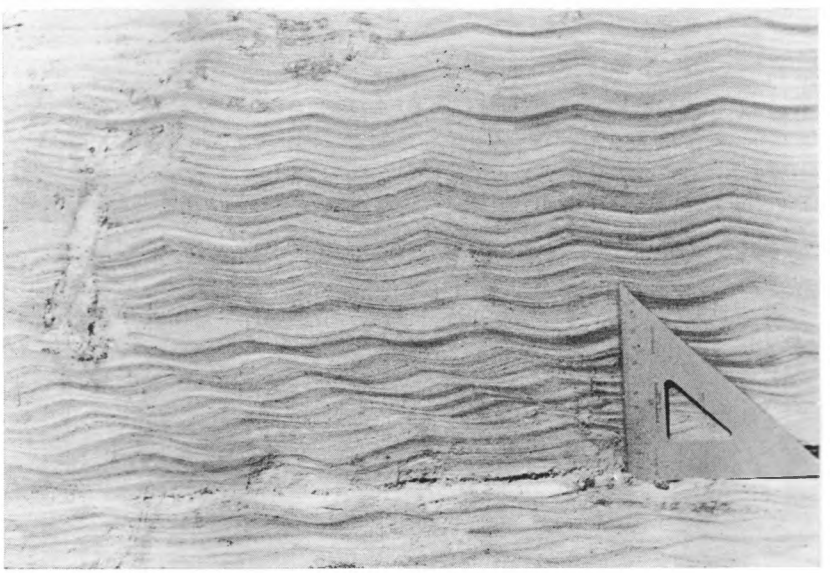


ТАБЛИЦА XXIII

40. Слабо наклоненные в дистальную сторону отложения флювиогляциальной дельты Вайвара (Северо-Восточная Эстония). Фото автора.
41. Волнистая слоистость в песках флювиогляциальной дельты Мяннику (Таллин). Фото автора.

TABLE XXIII

40. Deposits of the Vaivara fluvioglacial delta slightly inclining to the distal direction (North-East Estonia). Photo by the author.
41. Wave-like bedding in the sands of the Männiku fluvioglacial delta (the town of Tallinn). Photo by the author.

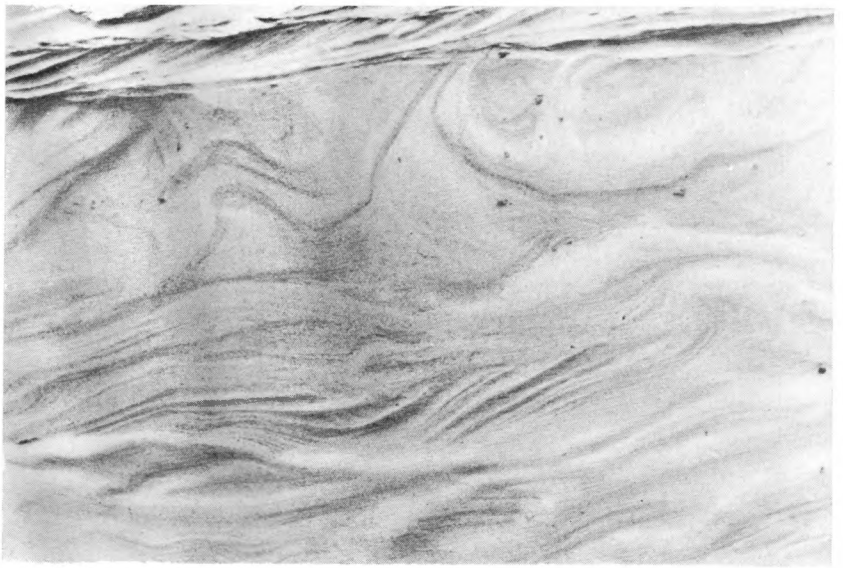


ТАБЛИЦА XXIV

42. Солифлюкционные нарушения в отложениях флювиогляциальной дельты Мянникy (Таллин). Фото автора.
43. Сцементированные карбонатным материалом отложения флювиогляциальной дельты Вайвара (Северо-Восточная Эстония). Фото автора.

TABLE XXIV

42. Solifluctional disturbances in the deposits of the Männiku fluvioglacial delta (the town of Tallinn). Photo by the author.
43. Deposits, cemented with carbonaceous material, in the Vaivara fluvioglacial delta (North-East Estonia). Photo by the author.

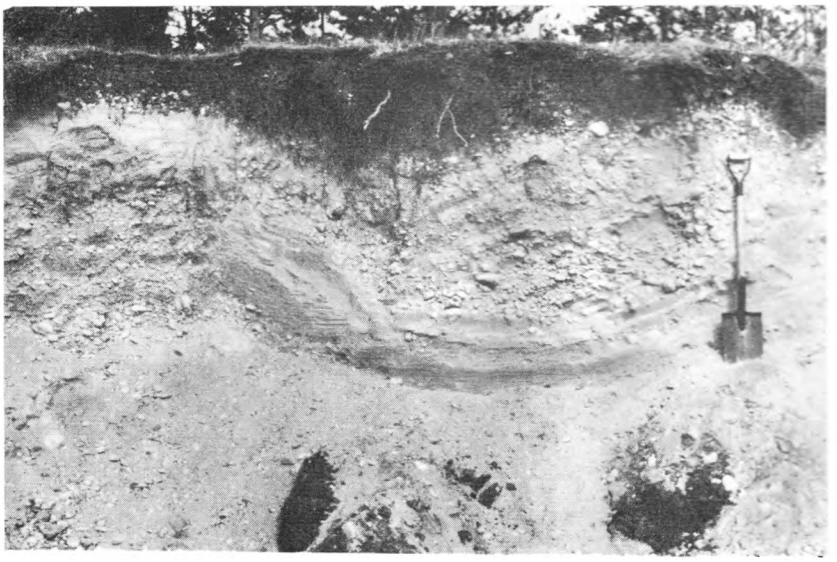
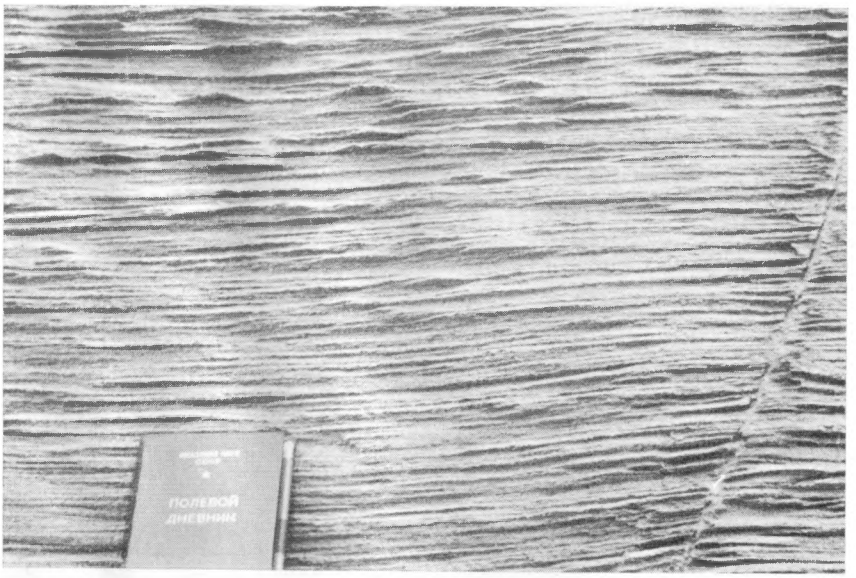


ТАБЛИЦА XXV

44. Нарушенное залегание во флювиогляциальных отложениях маргинального плато-образного оза Нисси (Западная Эстония), образовавшееся при таянии погребенного льда. Фото автора.
45. Характерные для классического маргинального оза типы слоистости близ Кядва (Западная Эстония). Параллельные косые слои, падающие в дистальном направлении, покрыты горизонтальнослоистыми. Фото автора.

TABLE XXV

44. Disturbances in bedding, resulting from the melting on buried ice, in the fluvioglacial deposits of the marginal plateau-like esker at Nissi (West Estonia). Photo by the author.
45. Types of bedding, characteristic to the classical marginal esker, in the vicinity of Kädva (West Estonia). Parallel oblique beds, inclining to the distal direction, underlie the horizontal ones. Photo by the author.



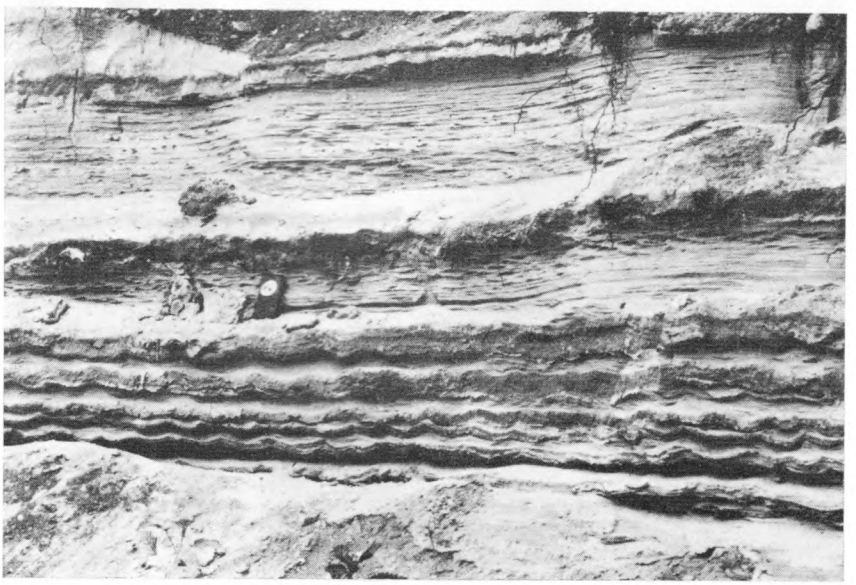
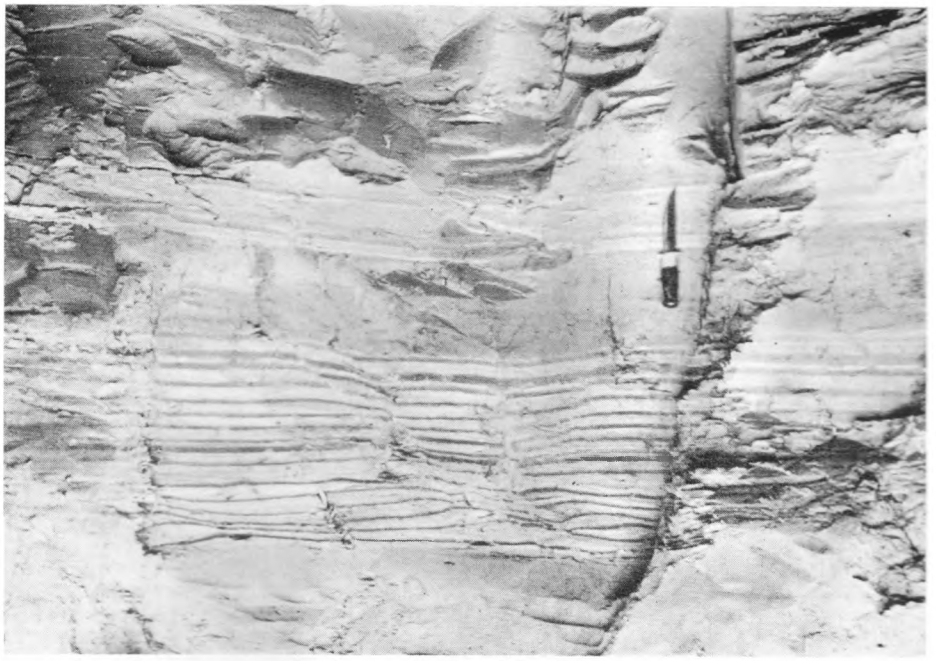


ТАБЛИЦА XXVI

46. Горизонтальная слоистость в лимногляциальном каме Кайуского камового поля (Восточная Эстония). Фото Р. Карукяпп.
47. Волнистая слоистость в платообразном лимногляциальном каме близ оза Пахнимяэ (Северная Эстония). Фото А. Мийдела.

TABLE XXVI

46. Horizontal bedding in the limnoglacial kame of the Kaiu kame field (East Estonia). Photo by R. Karukäpp.
47. Wave-like bedding in the plateau-like limnoglacial kame in the vicinity of the Pähnimäe esker (North Estonia). Photo by A. Miidel.



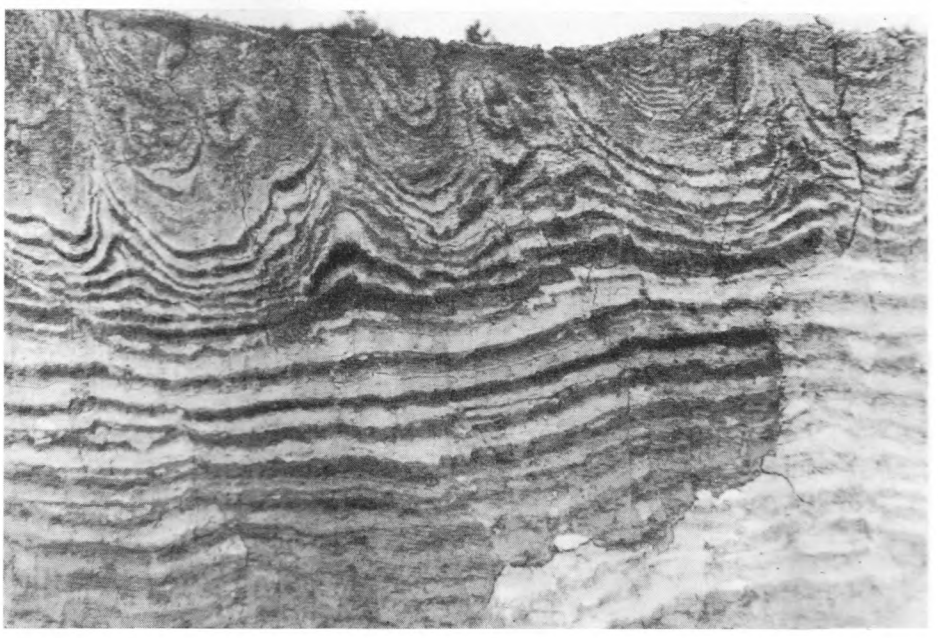


ТАБЛИЦА XXVII

48. Дренажные ленты в разрезе ленточных глин в Пылула (Северо-Восточная Эстония). Фото Э. Ряхни.
49. Текстуры нарушения в ленточных глинах, обусловленные периодическим увлажнением и усыханием глин. Тсиргулинна (Южная Эстония). Фото Э. Пирруса.

TABLE XXVII

48. Dreinage varves in the profile of varved clays at Põlula (North-East Estonia). Photo by E. Rähni.
49. Structures of disturbances of varved lamination, resulting from recurrent moistening and drying up of clay. Tsirgulinna (South Estonia). Photo by E. Pirrus.

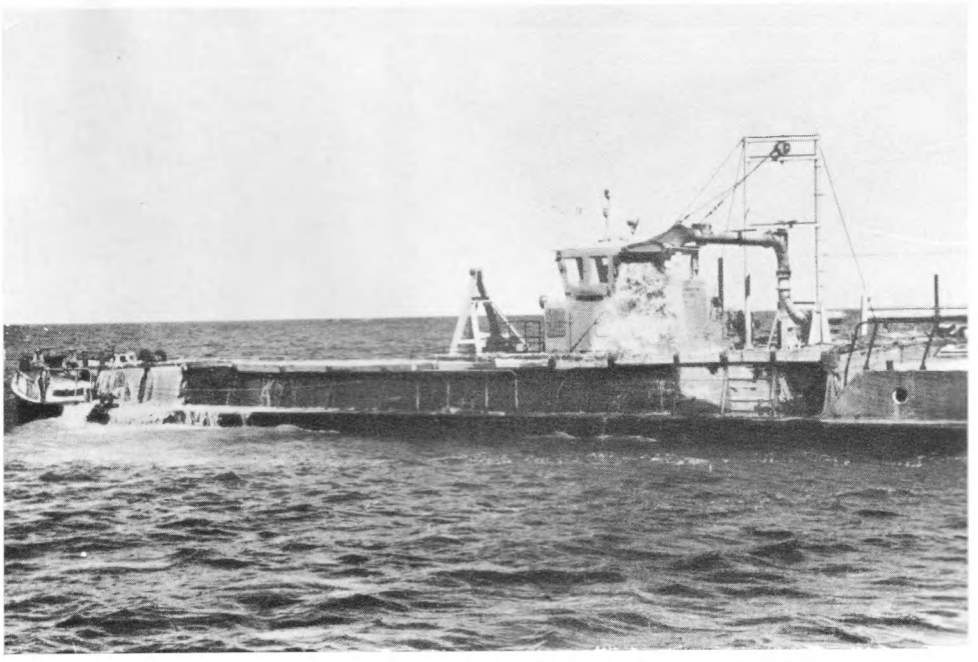


ТАБЛИЦА XXVIII

50. Добыча песка в карьере Мяннику. Фото Р. Карукяпп.
51. Добыча песка из флювиогляциальной дельты Пийрисаар (Чудское озеро). Фото автора.

TABLE XXVIII

50. Mining of sands in the Männiku quarry. Photo by R. Karukäpp.
51. Mining of sands in the Piirisaar fluvioglacial delta (Peipsi Lake). Photo by the author.

болов несколько повышает устойчивость пород против истирания. Крупнозернистые и состоящие из изометрических кристаллов породы менее прочные, чем мелкозернистые или состоящие из удлиненных и угловатых зерен породы.

В целом изменения литолого-минерального состава крупнообломочного материала во флювиогляциальных отложениях носят не генетический, а территориальный характер (Мишагова, Левков, 1966). Установленные некоторыми авторами (Юргайтис, 1969) генетические различия большей частью несущественные и требуют дальнейшего подтверждения на более обширном материале.

Суммарный выход тяжелых минералов в гранулометрических фракциях флювиогляциальных отложений различный. Наибольшее количество тяжелых минералов обычно характерно для частиц мелкопесчаной (0,5—12,5%) и крупноалевритовой (0,8—14,0%) фракций. Они составляют 0,2—7,4% от общего количества средне- и крупнопесчаных зерен, а от мелкоалевритовых частиц — 0,1—2,8%. Выход тяжелых минералов мелких фракций в песчано-гравийных или гравийно-галечных слоях всегда больше, чем в песчаных или алеврито-песчаных, что является, как уже отмечалось, результатом природного шлихования. Мелкозернистые и хорошо промытые разнозернистые пески (например, во многих флювиокамах) содержат в общем мало тяжелых минералов, почти столько же, сколько и морены.

Для обломков флювиогляциальных отложений обычно характерны матовая поверхность, довольно высокая степень окатанности и изометричности. Уплощенные, приплюснутые обломки, хотя и встречаются, но мало характерны.

Окатанность галечно-гравийного материала флювиогляциальных отложений заметно ухудшается в сторону мелких фракций. Это объясняется постоянным пополнением мелких фракций в ходе транспортировки продуктами дробления более крупных обломков, а также более сильным истиранием крупных обломков. Известняки окатаны лучше, чем доломиты, а обе породы, вместе взятые, — лучше кристаллических пород. Это объясняется тем, что истираемость карбонатных пород в 12—20 раз выше истираемости гранитов (Левков, 1965). Наиболее хорошо окатаны мергелистые разновидности карбонатных пород, песчаники и обломки диктионемового и горючего сланцев. В общем обломки карбонатных пород в маргинальных озах окатаны несколько хуже, чем в радиальных, что объясняется, видимо, менее длительной транспортировкой их в водно-ледниковых потоках (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). Так, средние коэффициенты окатанности обломков кристаллических пород среднегалечной фракции отложений радиальных озов Северной Эстонии в пятибалльной системе в большинстве случаев колеблются в пределах 1,5—2,5 и карбонатных пород этой же фракции — между 1,8 и 2,6. Примерно в 8% случаев значение среднего коэффициента окатанности карбонатных обломков выше 3,0. В отложениях маргинальных озов примерно в 50% случаев средний коэффициент окатанности карбонатных обломков среднегалечной фракции находится в пределах 1,2—1,4, приблизительно в 30% случаев превышает 1,4 и в 12% случаев бывает выше 1,6. Значения среднего коэффициента окатанности для кристаллических пород в этой же фракции чаще всего довольно близкие.

Анализ окатанности показывает, что в песчано-гравийно-галечном материале флювиогляциальных отложений, как и в морене, встречаются

обломки с различной степенью окатанности, однако средняя окатанность их здесь у карбонатных пород примерно на балл и у кристаллических приблизительно на 0,5 балла выше, чем в близлежащих моренах. Анализ показывает также, что значительная обработка обломков, особенно легкообрабатываемых, происходит непосредственно после захвата обломков водноледниковыми потоками. В первой стадии абразии отбиваются и откалываются выступающие острые углы обломков, постепенно приближающиеся к округлой сферичной форме. Эта стадия окатывания обломков связана с большими весовыми потерями и значительным изменением первичной морфологии обломков. В дальнейшем происходит преимущественно лишь обтесывание обломков, при котором более или менее равномерно снимается их поверхностный слой, и они приобретают все более совершенную округлую форму (Спицын, 1964). Следует отметить, что зерна хорошей и идеальной окатанности присутствуют во флювиогляциальных отложениях все же в сравнительно небольшом количестве.

Морфология обломков, сферичность, уплощенность, изометричность и прочие их свойства зависят не только от длительности и характера транспорта, но в значительной степени и от структурных и текстурных особенностей исходных пород (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971). При разрушении массивных карбонатных пород обломки во флювиогляциальных отложениях более или менее изометричны, тогда как тонкослоистые карбонатные породы обогащают флювиогляциальные отложения относительно уплощенными и продолговатыми обломками. Из кристаллических пород массивные граниты, основные породы, порфиры и некоторые другие изверженные породы при расколе дают более или менее изометричные обломки, а метаморфические породы, например гнейсы и кристаллические сланцы — обычно плитчатые, продолговатые и уплощенные. Обломки флювиогляциальных отложений большей частью обладают высокой изометричностью (средние коэффициенты их колеблются в пределах 0,95—1,1), они округлены и мало уплощены. Средние коэффициенты уплощенности обломков карбонатных пород среднегалечной фракции колеблются в пределах 1,3—2,6 и наиболее часто — 1,7—2,2, а обломков кристаллических пород в 45% случаев 1,5—1,9 и в 33% случаев — 1,9—2,3

Обломки в отложениях находятся в разной стадии разрушения. Степень выветрелости их зависит от выветрелости исходных коренных пород, от интенсивности выветривания обломков при их переносе водами и после их захоронения.

Степень выветрелости во многом зависит также от петрографического состава обломков. Например, обломки диктионемового и горючего сланцев во флювиогляциальных отложениях встречаются исключительно в выветрелом виде. Из кристаллических пород легче всего поддаются выветриванию гнейсы и кристаллические сланцы, а также крупнозернистые граниты, особенно рапакиви, тогда как мелкозернистые разновидности кристаллических пород (кварцевые порфиры, мелкозернистые граниты и др.) очень редко носят следы вторичных изменений.

Обусловленные литологическим составом различия в степени выветрелости наблюдаются также между обломками разных типов карбонатных пород. Мелко- и среднезернистые, толстослоистые и доломитизированные разновидности обычно менее выветрелые, чем крупнозернистые, тонкослоистые и мергелистые. Например, обломки извест-

няков азериского горизонта более выветрелые, чем обломки известняков ласнамягиского горизонта и т. д.

Морфологические особенности обломков флювиогляциальных отложений носят в большей степени территориальный, чем генетический характер. Особых различий в морфологии и степени выветрелости не наблюдается также между разновозрастными флювиогляциальными толщами.

Нередко в отдельных регионах разновозрастные флювиогляциальные отложения имеют различный литолого-минеральный состав. Так, например, на Сакалаской возвышенности надморенные флювиогляциальные отложения обычно богаче карбонатными обломками, девонскими песчаниками и алевролитами, а кристаллических пород содержат меньше, чем подморенные флювиогляциальные отложения (Лыокене, 1961). Определенные различия, но часто противоположного характера, можно установить также на Хааньяской и Отепяской возвышенностях. Все они носят в основном локальный характер и предопределены составом исходных отложений, прежде всего составом одновозрастной с флювиогляциальными отложениями морены в том или другом районе.

В качестве строительного основания и почвообразующей породы флювиогляциальные отложения выступают значительно реже, чем морены (рис. 27). По подсчетам Э. Ряхни,* в Выруском районе они выходят на поверхность на 12,0% территории района, в Валгаском — 6,6%, Рапласком — 5,7%, Харьюском — 4,5%, Пылваском — 3,4%, Хаапсалуском и Кингисеппском — 3,2%, Кохтла-Ярвеском — 3,1%, Пярнуском — 2,8%, Раквереском — 1,2%, Вильяндиском — 0,5% и в Пайдеском, Йыгеваском, Тартуском, Хийумааском районах менее чем на 0,5% территории района.

Флювиогляциальные песчано-гравийные и галечные отложения служат хорошим строительным основанием**, однако на них распространяются малоплодородные почвы, чаще всего занятые под лесом. В зависимости от гранулометрического состава геотехнические свойства их** колеблются в больших пределах. Относительно стабилен (в среднем 2,66 г/см^3) лишь их удельный вес (плотность). Коэффициент пористости алевритовых песков составляет в среднем 0,63, мелкозернистых песков — 0,68, среднезернистых — 0,62 и крупнозернистых — 0,57. Объемный вес скелета соответственно 1,67; 1,59; 1,65 и 1,68 г/см^3. Чем мельче отложения, тем они плотнее. Так, коэффициент плотности алевритовых песков составляет в среднем 0,86, мелкозернистых песков — 0,68, среднезернистых — 0,60, и крупнозернистых — 0,57. Каких-либо четко уловимых различий в геотехнических свойствах между разновозрастными флювиогляциальными отложениями не установлено. Все флювиогляциальные отложения, за исключением редко встречающихся сцементированных разновидностей, хорошо водопроницаемы. По данным В. Каризе, коэффициент фильтрации флювиогляциальных мелкозернистых песков обычно около 2—3 м/сутки, средне- и крупнозернистых до 6, гравия и гравийного песка до 25—30 (обычно 10—15) и галечного материала до 50—70 м/сутки.

---

* См. сноску на с. 238.

** Eesti NSV ehitusgeoloogilised normid, köide II. 1965. RPI «Eesti Tööstusprojekt». Рукопись в Эстонском геотехническом фонде.

6.5.5. ЛИМНОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ (ОЗЕРНО-ЛЕДНИКОВЫЕ) ОТЛОЖЕНИЯ

Лимногляциальные отложения, как и флювиогляциальные, подразделяются на внутриледниковые (интрагляциальные) и приледниковые (перигляциальные) генетические типы (см. табл. 9), из которых особенно широко распространены донные отложения приледниковых озер. Внутриледниковые лимногляциальные отложения чаще всего встречаются в Кохтла-Ярвеском районе (около 0,9% территории района). Сравнительно часто они наблюдаются также на островных возвышенностях Южной Эстонии, но занимаемая ими территория в целом невелика.

Внутриледниковые лимногляциальные отложения слагают платообразные лимногляциальные камы («звонцы») и входят также в состав сложных или так называемых наложенных камов. Первые наиболее широко распространены в Северо-Восточной Эстонии близ Ийзаку—Иллука, вторые — на Отепяской и Хааньяской возвышенностях. В Южной Эстонии они местами слагают также отдельные мелкие камовые холмы, развитые среди моренных холмов и флювиокамов.

Отложения платообразных лимногляциальных камов представлены горизонтально- или неяснослоистыми плотными пелитами и алевритами мощностью до 15 м. Нередко наблюдается ритмичная ленточноподобная слоистость: песчано-алевритовые слои толщиной в несколько сантиметров чередуются с более тонкими и более мелкозернистыми глинисто-алевритовыми слоями (табл. XXVI, 46). Близ склонов кама местами наблюдаются и наклонные слои, падающие согласно склону кама. Иногда в платообразных камах залегают линзообразные комплексы с косой и диагональной слоистостью, причем там, где эти комплексы имеют наибольшую мощность, под ними располагаются менее мощные части нижних комплексов (Ряхни, 1965). Создается впечатление, что до отложения нового комплекса слоев произошла эрозия нижележащего комплекса, поверхность которого стала волнистой. Слоистость в платообразных лимногляциальных камах нередко также косоволнистая или симметричноволнистая (табл. XXVI, 47.) Отдельные маркирующие горизонтальнослоистые слои обычно тонкозернистые и чаще всего секут всю форму (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

Такими же осадками представлены лимногляциальные отложения в сложных камах и в отдельных камовых холмах. Причем на крупных холмах обычно залегают неслоистые озерно-ледниковые глины, а на более низких и мелких формах чаще глины с ленточной текстурой (Пиррус, 1968; Saarse, 1969). Объясняется это тем, что в пределах низких форм внутриледниковые озерные водоемы были более глубокими и находились в более благоприятных условиях для образования четкой сезонной слоистости глин. Мощность наложенных глин обычно не превышает 5 м. Нарушения первичных текстур в таких наложенных образованиях, как и во всех лимнокамах, наблюдаются редко.

Литологические особенности отложений лимногляциальных камов предопределялись многими факторами, среди которых наибольшее значение имели состав исходных отложений, количество и характер приносимого потоками талых вод материала, рельеф дна водоема и прилегающей суши, наличие течений и динамика края ледника (Рухина, 1970 и др.).

Условия седиментации при накоплении на территории Эстонии от-

ложений большинства лимногляциальных камов были очень стабильными. С ледяных берегов внутриледниковых озер ветры и водные потоки приносили лишь незначительное количество обломочного материала, который осаждался в спокойных водоемах. Об этом свидетельствуют характер слоистости и большое постоянство гранулометрического состава в пределах не только одного кама, но обычно и всего камового поля. Значительным постоянством обладает в большинстве случаев также минеральный состав отложений, хотя местами в соседних камах или в соседних слоях одного и того же кама наблюдаются и существенные различия, затрудняющие выявление региональных различий (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971).

Согласно полученным результатам, лимногляциальные внутриледниковые отложения отдельных районов республики по вещественному составу практически не отличаются. Во всяком случае, установленные различия не превышают локальных.

Для лимногляциальных отложений камов в целом характерны сравнительно высокое содержание слюд (до 15%) и полевых шпатов (9—22%) и низкий выход (0,2—0,8%) минералов тяжелой подфракции. Содержание кварца в алеврито-песчаных фракциях, по данным 26 анализов, составляет наиболее часто 60—85%, карбонатов — до 5%. Слюды водными потоками выносились из морены и концентрировались во внутриледниковых бассейнах, а карбонаты в ходе транспорта частично растворялись.

В подтверждение сказанного можно привести данные анализов отложений Порского кама в Северо-Восточной Эстонии, где близлежащая морена характеризуется значительной карбонатностью (в мелкопесчаной фракции 13%), но сравнительно небольшим содержанием слюд (1,2%) и полевых шпатов (12,6%). В мелкопесчаной фракции камовых отложений содержится около 15% слюд, 21% полевых шпатов и всего лишь 1,5% карбонатов. Следует еще добавить, что по карбонатности отложения лимногляциальных камов Южной и Северной Эстонии практически не отличаются.

Распространенные на территории Эстонии ленточные глины и генетически связанные с ними осадки подробно рассмотрены в монографии Э. Пирруса (1968) и в ряде его статей (Пиррус, 1963, 1964, 1965а, б). Поэтому нет необходимости останавливаться здесь на всех вопросах вещественного состава названных отложений. Ниже приведем лишь некоторые новые данные по минеральному составу пелитовых фракций их и рассмотрим отдельные проблемы формирования ленточных глин и связанных с ними осадков.

Приледниковые ленточные глины наиболее широко распространены на верхневалдайской морене. Лишь на ограниченных площадях они обнаружены между разновозрастными моренными горизонтами и имеют либо межстадиальный или межфазиальный (окрестности Нарвы, Отепяская возвышенность), либо межосцилляторный характер (Хаабсааре). В ряде глубоких скважин (напр., Элва, Валга) под несколькими моренными горизонтами залегают ленточные глины, возможно, среднеили даже нижнеплейстоценового возраста, плотного сложения, местами даже с псевдосланцеватой текстурой.

По вещественному составу подморенные ленточные глины мало отличаются от надморенных глин (Пиррус, 1966, 1968). Можно отметить только несколько повышенное содержание в их составе полевых шпатов и более резкое преобладание доломита над кальцитом

среди карбонатных минералов, что можно объяснить не только различной интенсивностью экзарации подстилающих пород, но и отчасти постседиментационными изменениями в отложениях. Хорошая сохранность ряда легковыветривающихся минералов (пироксенов, амфиболов, глауконита, пирита) свидетельствует все же о том, что эти изменения в ленточных глинах происходят крайне медленно и слабо сказываются даже на минеральном составе наиболее тонких фракций (Пиррус, 1968). Близкий вещественный состав ленточных глин разных оледенений и стадий говорит о том, что они образовались на территории республики в сходных условиях и на основе близкого исходного материала. Это, в свою очередь, позволяет рассматривать вопросы генезиса ленточных глин в целом по материалу надморенных разновидностей, несравненно более доступных исследованию.

Надморенные приледниковые ленточные глины наиболее широко распространены на территории Западной Эстонии, в предглинтовой области и на Наровской низменности (рис. 27), а также в долинах многих рек Южной (Раудна, Халлисте, Кыпу, Ахья, Выханду, Камбья, Педели, Вяйке-Эмайыги, Суур-Эмайыги) и Северной Эстонии (Кейла, Вяэна, Пирита, Ягала, Валгейыэ, Лообу, Селья, Кунда, Пуртсе). Реже всего встречаются они на возвышенностях. Залегающие на Отепяской возвышенности ленточные глины большей частью, а на Хааньяской возвышенности целиком представлены внутриледниковыми образованиями, покрывающими камовые или моренные холмы (Пиррус, 1968; Saarse, 1969). Мощность ленточных глин достигает 20 (Вигала) и даже 26—27 м (предглинтовая область), но в основном все же не превышает 10 м.

Эстонские ленточные глины на значительных площадях являются почвообразующими породами и строительным основанием. По подсчетам Э. Ряхни,* наибольшую площадь покровные ленточные глины охватывают в Хийумааском (29,5% территории района), Хаапсалуском (20,0%), Пярнуском (14,0%), Рапласком (12,6%) и Кингисеппском (10,3%) районах. За ними следуют Тартуский (3,65%), Йыгеваский (3,2), Вильяндиский (3,1%) и Кохтла-Ярвеский (2,2%) районы. В остальных районах республики (Харьюский — 1,5%, Раквереский — 0,75%, Пылваский — 0,35%, Выруский — 0,13%, Валгаский и Пайдеский — менее 0,1%) они встречаются на небольших участках. На ленточных глинах залегают плодородные, но трудно обрабатываемые почвы с неблагоприятным водным режимом (Каск, 1975).

Изучение текстур ленточных глин республики (Пиррус, 1965б, 1966, 1968; Ряхни, 1963) показало, что в большинстве разрезов мощность годичных лент закономерно и медленно уменьшается вверх по разрезу, и почти всюду наблюдается надвигание дистальной седиментационной зоны на проксимальную, что отмечается при постепенном отодвигании водоема вслед за отступающим ледником. На это указывает также почти полное отсутствие в разрезе слоев морены, которые переслаивались бы с ленточными глинами. Колеблющиеся местами в разрезах мощности годичных лент (Каансоо, Путки) или их серий (Хаапсалу, Тудулинна), очевидно, обусловлены не колебательными подвижками края материкового льда, а кратковременным усилением привноса материала в бассейн седиментации в результате активизации процессов

---

* См. сноску на с. 238.

таяния ледника или некоторого изменения гидродинамического режима бассейна (напр., возникновения временных течений).

Довольно часто встречаются в эстонских ленточных глинах так называемые дренажные ленты (табл. XXVII, 48), которые были успешно использованы Э. Ряхни (1963) в геохронологических целях. Дренажные ленты представлены неслоистыми разностями глин или песчаного материала разной мощности. Такие перерывы в седиментации ленточных глин несомненно отражают важные события в развитии озерно-ледниковых бассейнов и, видимо, чаще всего обмеление бассейна и частичный размыв нижележащих слоев ленточных отложений. Но так как эти неслоистые разности глин обладают изменчивой мощностью по протяжению и нередко представлены небольшими выклинивающимися уже в пределах одного обнажения линзами (Пиррус, 1968), то при варвометрических исследованиях они все же играют лишь вспомогательную роль.

В Эстонии в разрезах ленточных глин часто наблюдаются текстуры нарушения первичной слоистости, или синхронные с образованием залежей ленточных глин, или более поздние, образовавшиеся уже в послеледниковое время (Пиррус, 1966, 1968). Чаще встречаются последние, обусловленные периодическим увлажнением и усыханием глин в верхних частях разреза (табл. XXVII, 49), замерзанием воды в трещинах глин и другими мерзлотными явлениями, неравномерным уплотнением глинистых отложений, процессами почвообразования или оползнями на склонах современного рельефа. Из синхронных с осадками нарушений наиболее часто прослеживаются текстуры подводного размыва. Довольно редко наблюдаются текстуры подводных оползней и текстуры, образовавшиеся под воздействием плавающих льдин и айсбергов. Текстуры, вызванные напором вновь наступающего материкового льда, обнаружены лишь в отдельных случаях (напр., на п-ове Лисье; см. Piipenberg, 1935). Это также говорит об ограниченных размерах новых стадиальных наступаний поздневалдайского ледника в ходе окончательной дегляциации территории республики.

Исходными отложениями при формировании ленточных глин являются в основном морены. С целью уточнения путей привноса осадочного материала в озерно-ледниковые бассейны и определения характера и степени изменений в процессе накопления озерно-ледниковых отложений нами совместно с Э. Пиррусом (Пиррус, Раукас, 1963а, б) было предпринято сравнительное литолого-минералогическое исследование мелких фракций всех распространенных на территории республики основных типов морен и ленточных глин последнего оледенения. Выявленный близкий минеральный состав морен и ленточных глин, а также наличие большого количества нестойких к выветриванию минералов в глинах говорят о ничтожной роли химических изменений в процессе превращения исходного моренного материала в озерно-ледниковую глину. По степени окатанности обломочных зерен ленточные глины и морены также мало отличаются. Это указывает на незначительное механическое истирание первоначального моренного материала в ходе транспортировки его в озерно-ледниковые водоемы.

Вместе с тем были установлены и некоторые интересные различия в составе мелкозема морен и ленточных глин. Так, в ленточных глинах предглинтовой полосы установлены типичные для морен этого района минералы пирит и глауконит, но, в отличие от морен, в глинах этой зоны содержится большое количество карбонатов. Это показывает, что

привнос материала в предглинтовый приледниковый бассейн происходил частично с юга, с территории распространения карбонатных пород. Об интенсивном привносе материала с юга свидетельствует также относительно грубый состав ленточных глин предглинтовой области по сравнению с другими районами республики (Пиррус, 1968).

Если морены на севере Эстонии обычно богаче карбонатами, чем в ее южной части, то в отношении ленточных глин нередко наблюдается обратное, т. е. в Южной Эстонии глины на породах девона содержат карбонатных минералов больше, чем глины на карбонатных породах ордовика и силура. Эта, на первый взгляд, парадоксальная закономерность объясняется тем, что в озерно-ледниковые бассейны южной части Эстонии текучими надледниковыми и внутриледниковыми водами приносилось с севера много карбонатного материала. В приледниковые же бассейны Северной Эстонии материал поступал в основном из районов, бедных карбонатами.

Если в моренах Северной Эстонии среди карбонатных минералов кальцит преобладает над доломитом, а в Южной — доломит над кальцитом, то в ленточных глинах, за исключением фракции меньше 0,001 мм (Саарсе, Утсал, 1974), всегда содержится больше доломита, так как в ходе транспортировки и осаждения здесь, видимо, происходило интенсивное растворение кальцита. Эта закономерность указывает на подчиненное содержание карбонатов аутигенного происхождения в крупнопелитовых и алевритовых фракциях. Подтверждается это еще и тем, что у кальцита в указанных фракциях редко наблюдаются четкие кристаллографические очертания.

Относительное обогащение тонких фракций кальцитом в основном является также не следствием их аутигенного образования, а результатом дробления и истирания, так как он при транспортировке, по сравнению с доломитом, обладает меньшей прочностью (Пиррус, 1964).

Интересно также отметить, что с удалением от области сноса докембрийских кристаллических пород в алеврито-песчаных фракциях ленточных глин постепенно уменьшается содержание полевых шпатов, причем относительное содержание плагиоклазов на западе значительно более высокое, чем на востоке (Пиррус, 1968). То же самое можно сказать и о соответствующих фракциях морен республики.

В отличие от морен и флювиогляциальных отложений, соотношения отдельных минералов и минеральных групп в одной и той же фракции, взятой из разных частей разреза, характеризуются в пределах одного местонахождения ленточных глин большим постоянством. Некоторое исключение составляют карбонатные минералы. Содержание минералов тяжелой подфракции в них несколько более высокое, чем в моренах, и доходит в мелкоалевритовой фракции в отдельных случаях до 10—12% (Пиррус, Раукас, 1963а, б).

Содержание фракции меньше одного микрона в летних слоях ленточных глин обычно ниже 10—15%, а в зимних составляет 25—60% (Пиррус, 1968). Так как эта фракция предопределяет основные инженерно-геологические и многие другие свойства глин, то исследование состава и свойств ее представляет наибольший интерес. Э. Пиррус (1968) указывает на преобладание (55—75%) в эстонских ленточных глинах диоктаэдрических гидрослюд и смешанослойных гидрослюдистых образований. Повсеместно присутствуют также каолинит (15—25%), различные обломочные минералы (кварц, полевые шпаты, карбонаты и др.), составляющие до 10% фракции меньше 0,001 мм, амор-

ный кремнезем (0,5—1,5%) и различные гидроокислы железа (1,5—3%). Последние, видимо, встречаются в виде гидрогетит-гетитовых кристаллических соединений, тонкорассеянного в глине геля или даже в виде гематит-гидрогематитовых образований. Примеси монтмориллонита, по данным Э. Пирруса (1968), в рассматриваемых глинах практически отсутствуют. Местами возможно присутствие некоторого количества моногидрата железа — лепидокрокита и триоктаэдрических гидрослюд. Региональные различия в составе глинистых фракций небольшие и выражены еще более слабо, чем в алевритовых и песчаных фракциях.

Необходимо отметить, что хлориты в ленточных глинах республики Э. Пиррусом (1966, 1968) не были обнаружены. По данным Л. Саарсе и К. Утсала (1974), в общем совпадающим с изложенными выше, наряду с гидрослюдами (50—90%) и каолинитом (5—30%) на территории Южной Эстонии всюду обнаружены и хлориты, составляющие обычно 5—10% всех глинистых минералов. Минералы группы монтмориллонита были обнаружены в незначительных количествах. Возможно также присутствие вермикулита.

Глинистые минералы в Южной Эстонии составляют двух- (гидрослюды и каолинит), трех- (гидрослюды, каолинит и хлорит), четырех- и пятикомпонентные (разные минералы при явном преобладании гидрослюд) ассоциации (Саарсе, Утсал, 1974). Двухкомпонентные ассоциации характерны для глин Хааньяской возвышенности и Выру-Пиузаской низины, т. е. для выходов верхнедевонских пород, где гидрослюды также встречаются в большом количестве. Наиболее распространенные трехкомпонентные (и поликомпонентные) глины характерны для залежей Отепяской и Сакалаской возвышенностей и Выртсъярвской низины, т. е. для выходов среднедевонских пород с более богатым набором глинистых минералов.

Состав глинистых минералов и относительно высокое содержание гидроокисных соединений железа в ленточных глинах согласуются с климатическими условиями осадкообразования в литогенезе ледового типа. Из-за слабого развития органической жизни в приледниковых водоемах гидроокислы железа не восстанавливались, а сохранялись в осадках (Пиррус, 1968).

Для выявления физико-химической обстановки формирования ленточных глин автором был изучен состав поглощенных оснований и характер водорастворимых примесей в глинах разных районов республики. Полученные результаты подтвердили вывод Э. Пирруса (1966, 1968) о формировании ленточных глин в пресноводных водоемах в условиях влажного или полусухого климата. Объем обменного комплекса — 12—50 мг·экв на 100 г породы — вполне соответствует выявленному гидрослюдистому составу пелитовых фракций глин.

В составе поглощенных ионов всегда сильно (обычно, более 90%) преобладают двухвалентные катионы, кальций и магний, которые обусловливают очень низкие показатели коэффициента щелочности (чаще всего меньше 0,1). Среди щелочных элементов натрий лишь в немногих местонахождениях преобладает над калием, причем все эти местонахождения приурочены к низменным районам республики, где местами (Вяэна, Пярну, Вигала, Хаапсалу) обнаружены также несколько повышенные концентрации натрия и хлора среди растворимых солей. Однако, исходя из увеличения концентрации натрия и хлора по направлению к поверхностным слоям ленточных глин, можно говорить, что

Таблица 24

Геотехнические свойства озерно-ледниковых глинистых отложений Южной Эстонии (Саарсе, 1976)

Вид анализа	Приледниковые залежи						Внутриледниковые залежи						Межхолмовые залежи					
	Количество определений	Максимальное	Минимальное	Среднеарифметическое	Среднеквадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Количество определений	Максимальное	Минимальное	Среднеарифметическое	Среднеквадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %	Количество определений	Максимальное	Минимальное	Среднеарифметическое	Среднеквадратичное отклонение	Коэффициент вариации, %
Удельный вес, г/см³	312	2,83	2,63	2,72	0,028	1,03	117	2,79	2,60	2,71	0,018	0,66	27	2,76	2,67	2,71	0,018	0,66
Объемный вес, г/см³	289	2,20	1,76	2,00	0,074	3,70	70	2,23	1,83	1,98	0,063	3,18	30	1,97	1,62	1,78	0,075	4,21
Объемный вес скелета, г/см³	289	1,90	1,28	1,59	0,089	5,60	70	1,86	1,48	1,60	0,079	4,94	30	1,42	0,99	1,23	0,059	4,80
Естественная влажность, %	983	43,0	16,9	28,0	3,82	13,64	307	42,3	14,7	22,4	3,82	17,05	75	62,4	29,2	12,3	7,0	16,55
Пористость, %	289	54,0	29,9	41,3	5,05	12,23	70	45,2	31,4	40,3	3,32	8,25	30	62,2	47,7	54,7	3,08	5,63
Коэффициент пористости	289	1,18	0,43	0,71	0,066	9,29	70	0,84	0,48	0,69	0,078	11,30	30	1,72	0,80	1,19	0,063	5,29
Предел текучести, %	617	60,0	17,4	34,3	6,34	18,48	164	46,3	20,6	30,9	4,85	15,69	36	45,0	24,3	33,9	3,9	11,50
Предел пластичности, %	617	32,9	9,0	21,2	3,26	15,38	164	28,3	12,2	19,4	2,75	14,18	36	25,9	21,5	21,5	2,4	11,16
Число пластичности	617	28,0	4,4	13,1	3,80	29,01	164	22,7	4,4	11,5	3,38	29,39	36	20,5	4,7	12,4	3,6	29,03
Содержание глинистой фракции, %	456	64,4	10,2	28,0	7,14	25,50	139	50,0	10,4	25,0	7,84	31,36	31	59,4	10,4	39,9	9,5	23,81
Коэффициент сжимаемости, см²/кг	124	0,60	0,006	0,027	0,006	22,22	20	0,048	0,012	0,029	0,008	27,59	28	0,544	0,047	0,163	0,030	18,40
Угол внутреннего трения, градус	94	35	11	26	2,8	10,77	18	36	17	27	3,8	14,07	18	23	16	20	—	—
Сцепление, кг/см²	94	0,61	0	0,20	0,11	55,0	18	0,40	0,02	0,15	0,09	60,0	18	0,11	0,01	0,04	—	—

накопление их обусловлено не седиментацией в приледниковых водоемах с повышенной соленостью воды, а влиянием соленых вод более поздних морских стадий (Ильдиевое море, Литориновое море, современное Балтийское море) развития Балтийского бассейна, на что обратил внимание уже Э. Пиррус (1968). Необходимо добавить, что аналогичная закономерность была выявлена и у верхневалдайской морены в отдельных низменных районах республики, что, на наш взгляд, также связано со вторичными процессами, протекавшими в трещинах и порах ранее отложившейся морены.

На территории низменной Эстонии озерно-ледниковые глинистые отложения характеризуются плохими геотехническими свойствами: большой пористостью и сжимаемостью, высокой влажностью и относительно небольшой несущей способностью (Vilo, 1962 и др.). Они легко подвергаются оползанию.

На территории возвышенной Эстонии близкие по составу залежи озерно-ледниковых отложений обладают неодинаковыми геотехническими свойствами, что объясняется разными условиями их залегания (Саарсе, 1976). Приледниковые и внутриледниковые залежи, попавшие после накопления в относительно хорошие условия дренажа, в процессе постседиментационных изменений значительно консолидировались и приобрели сравнительно хорошие геотехнические свойства. Межхолмовые залежи, занимающие котловины, гляциодепрессии и другие впадины холмистого рельефа, остались после их накопления в труднодренируемых условиях и поэтому, будучи водонасыщенными, являются текучими, высокосжимаемыми и обладают, как и глины низменной Эстонии, малой несущей способностью. Об этом наглядно свидетельствуют данные табл. 24.

6.6. ОТЛОЖЕНИЯ СУБАЭРАЛЬНОГО ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО РЯДА

Плейстоценовые отложения субаэрального парагенетического ряда на территории Эстонии прослеживаются в виде эоловых отложений вдоль бывших береговых линий Балтийского ледникового озера и крупных местных приледниковых озер (Орвику, 1960 б, г.; Пярна, 1960; Лыокене, 1961 и др.), где они слагают береговые дюны высотой до 12 м (близ устья р. Раудна) или покрывают маломощным плащом песчаные береговые валы. Реже они встречаются в виде бугристых равнин (Пыхъяка, Метскюла и др.). Наиболее мощные и широкораспространенные эоловые отложения находятся на западном и северо-западном склонах Сакалаской возвышенности, особенно в устьевых частях древних долин Раудна и Навести (Лыокене, 1959, 1961).

В республике в плейстоценовых эоловых отложениях, как и в голоценовых (Raukas, 1969a), преобладает мелкозернистый песок. Более или менее одинаковое содержание мелко- и среднезернистого песка или других размерных фракций наблюдается редко, что говорит о хорошей сортировке отложений (S_0 обычно меньше 1,6). Несмотря на незначительную ветровую переработку, эоловые отложения даже на поверхности перевеянных береговых валов почти полностью лишены гравистых, пелитовых и мелкоалевритовых фракций и отсортированы значительно лучше исходных отложений.

Содержание мелкозернистого песка чаще всего составляет 76—88% и лишь в отдельных случаях достигает 92%, а среднезернистого обычно

не превышает 20% и крупнозернистого — 2—3%. Количество частиц крупного алеврита чаще всего составляет 8—16%. Очень высоким содержанием (более 30%) алевритовой фракции отличаются эоловые отложения в дюнах Кайсмаа и Ванаыуэ в древней долине Навести *. Пески дюнных гряд по гранулометрическому составу более однородные, чем эоловые на равнинах (Лыокене, 1961).

Из-за отсутствия хороших обнажений текстурные особенности эоловых отложений плейстоценового возраста изучены слабо. Чаще всего наблюдается косая пологая клиновидная или перекрестная слоистость, причем серии слоев выклиниваются в сторону подножия и наветренного склона дюнных гряд. В верхней части разреза слоистость из-за почвенных процессов неясная, что затрудняет проведение границы между береговыми и эоловыми отложениями, в частности при изучении последних в перевеянных береговых валах.

Эоловые отложения характеризуются би- и реже, олигоминеральным составом. Они сложены главным образом кварцем и полевыми шпатами, причем количество кварца в сторону более грубых фракций уменьшается, а полевых шпатов увеличивается. Например, по данным Э. Лыокене (1961), на Сакалаской возвышенности кварца в мелкозернистом песке содержится 89—94%, в среднезернистом — 62,5—88,0% и в крупнозернистом — 60,0—74,0%, а полевых шпатов соответственно 5,5—10,6, 5—13 и 10—20%. Карбонаты (до 7%), слюды (обычно до 2—3%) и минералы тяжелой подфракции (0,5—1,5%) встречаются в относительно небольших количествах. Более высокая концентрация тяжелых минералов и карбонатов установлена в крупноалевритовой, а слюд — в среднепесчаной фракции.

Различия в минеральном составе между плейстоценовыми эоловыми и исходными отложениями не изучены. По аналогии с голоценовыми эоловыми отложениями, распространенными в республике (Raukas, 1969а), можно предположить, что они содержат несколько меньше пластинчатых (слюды, хлориты и др.) и относительно легко выветривающихся (карбонаты, полевые шпаты и др.) минералов, чем исходные отложения.

В устьевых частях долин, где исходными для эоловых отложений являлись песчаные дельтовые и аллювиальные отложения, минеральные зерна окатаны лучше, чем в районах, где они сформировались за счет перевевания береговых отложений (Лыокене, 1961). Некоторые различия наблюдаются также и в их гранулометрическом и минеральном составе. Например, эоловые пески, образовавшиеся в результате абразии и дальнейшей эоловой переработки девонских алевролитов и песчаников, относительно богаты слюдами, содержание которых в отдельных случаях в крупноалевритовой и мелкопесчаной фракциях достигает 8—11%. Эти пески содержат также мелкие обломки алевролитов и песчаников, отсутствующих в других разновидностях эоловых отложений Эстонии.

---

* E. Lõokene. Sakala kõrgustiku põhjapoolse ja keskosa kvaternaarigeoloogia. Канд. диссертация. Тарту, 1960. Рукопись в Научной библиотеке ТГУ.

7. ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Плейстоценовые отложения широко используются в Эстонии как полезные ископаемые. Наибольшего внимания из них в этом отношении заслуживают песчаные и гравийно-галечные отложения, в меньшей мере озерно-ледниковые глины и эрратические валуны.

В республике имеются сравнительно большие запасы строительного песка и гравийно-галечной смеси, однако они распространяются неравномерно, и поэтому уже в настоящее время во многих районах ощущается острый дефицит в них. Учитывая перспективы развития промышленного и жилищного строительства, реконструкции, ремонта и строительства шоссейных дорог и железнодорожных путей, потребность в природных строительных материалах будет ежегодно возрастать. А это требует бережного отношения к ним и более широкого применения разных заменителей, прежде всего вскрышных карбонатных пород и отходов, образующихся при добыче горючих сланцев, фосфоритов и при производстве строительного щебня. Особенно недопустимо использование дефицитного строительного песка для засыпки.

Основные запасы строительного песка в республике приурочены к флювиокамам и флювиогляциальным дельтам (рис. 27). Они могут найти применение при изготовлении обычного и гидромеханического бетона; в железобетонных конструкциях; в производстве силикатного и строительного кирпича и силикальцитных изделий; при балластировке железнодорожных путей и строительстве дорожных оснований. Пески Южной Эстонии и предглинтовой области (реже в других районах, например на месторождении Паннъярве), содержащие более 90% SiO_2, могут применяться еще в качестве добавки к портландцементному клинкеру при его перемоле на портландцемент и в меньшей мере в производстве динаса для повышения его огнеупорности.

Из-за содержания красящих окислов (железа, титана и др.) плейстоценовые пески непригодны для производства фарфорово-фаянсовых изделий и качественных сортов стекла. Они не соответствуют также требованиям, предъявляемым к сырью формовочных песков высокого качества, главным образом из-за недостаточного для этой цели количества SiO_2 и присутствия вредных примесей в виде окислов щелочноземельных и щелочных металлов. Природные концентраты тяжелых минералов в плейстоценовых песках республики маломощные и вследствие небольшого содержания (см. гл. 6) минералов, включающих

редкие или рассеянные элементы или титан, промышленного значения не имеют. Поэтому организация предварительной промывки их с целью извлечения тяжелых минералов (монацита, ксенотима, циркона, ильменита и др.) нерентабельна и нецелесообразна.

На песок, используемый для изготовления армированного и неармированного бетона, кладочных и штукатурных растворов, для балластного слоя железнодорожных путей и для строительства автодорог, имеется ГОСТ 8736-58 «Песок для строительных работ. Общие требования». Требования, предъявляемые к пескам, используемым в этих отраслях, хотя и отличаются большим разнообразием, но не очень жесткие. Поэтому среди плейстоценовых песков республики можно найти разновидности, удовлетворяющие требованиям ГОСТ-а для всех отмеченных выше целей. Наиболее пригодны во всех отношениях отложения флювиогляциальных камов и дельт и некоторых озов, особенно близ глинта и в южных районах республики, где они или вовсе не содержат карбонатов или содержат их в относительно небольших количествах. Эоловые пески и отложения лимногляциальных камов для строительства мало пригодны. Из-за высокого содержания алевритовых и мелкопесчаных частиц они при изготовлении бетона требуют значительно большего расхода цемента, а при использовании их в качестве путевого балласта плохо пропускают воду и не предохраняют полотно от промерзания.

При изготовлении бетона из песков, залегающих близ глинта (напр., в районе Маарду), необходимо обратить внимание на наличие пирита, обломков диктионемового сланца и оболовых брахиопод, понижающих качество песков. Окисление и гидратация пирита, как известно, происходят с образованием серной кислоты, что существенно может повлиять на прочность бетона и долговечность железобетонных конструкций. Прочность бетона снижают также мягкие и неустойчивые к выветриванию обломки кукерсита. Отметим, что в отдельных слоях некоторых месторождений Северо-Восточной Эстонии содержание обломков кукерсита доходит до 25%.

Плейстоценовые пески большинства месторождений пригодны для производства силикальцитных изделий. Этому благоприятствуют довольно высокое содержание SiO_2 (за исключением некоторых месторождений Северо-Эстонского плато), отсутствие или невысокое содержание глинистых частиц, органических примесей, слюдистых минералов и гипса, снижающих прочность изделий (Хинт, 1959). Индекс качества местных плейстоценовых песков, применяемых при изготовлении силикальцитных изделий, без учета прироста удельной поверхности, обычно выше 40.

На песок для силикатного кирпича нет ни стандарта, ни ведомственных технических условий. Не существует общесоюзных стандартов или ведомственных технических условий и на песок, используемый в виде отощающей добавки в производстве обыкновенного строительного кирпича, и для этой цели практически используются любые кварцевые пески.* Практика заводов силикатного кирпича показывает, что наиболее пригоден для изготовления его песок с разнозернистым составом (в пределах 0,1—2,0 мм) при содержании SiO_2 не менее 65% (Kivi-

---

* Требования промышленности к качеству минерального сырья, в. 2. Песок кварцевый. М., Госгеолтехиздат, 1959.

selg, Ojamaa, 1964). Такие плейстоценовые пески широко распространены в республике.

Добыча строительных песков в Эстонии в настоящее время ведется в большом числе карьеров (свыше 150), в которых запасы их в основном не разведаны. По материалам Управления геологии СМ ЭССР, на балансе имеются запасы всего лишь девяти месторождений (из них восемь в плейстоценовых отложениях) с общими запасами на 1 января 1975 г. по категориям А + В + С$_1$ 185 млн. м^3, из которых добыча в 1974 г. составила 1,9 млн. м^3. Среднегодовой объем добычи строительного песка в республике в 1974 г. составил около 4,0—5,0 млн. м^3, а в ближайшие десятилетия добыча его заметно возрастет. Например, в системе Министерства строительных материалов ЭССР добыча песка по прогнозным планам возрастет с 8590 тыс. м^3 в X пятилетке до 28 000 тыс. м^3 в XII-й (при добыче в 1974 г. 1637 тыс. м^3) и т. д. Суммарная потребность в песке до конца столетия составит в республике 150—200 млн. м^3. При этом крупнейшими потребителями песка будут заводы строительных материалов городов Таллина, Кохтла-Ярве и Нарвы. Они в основном обеспечены песками разведанных месторождений Таллина (запасы более 50 млн. м^3) и Паннъярве (запасы более 85 млн. м^3). В настоящее время Управление геологии СМ ЭССР проводит интенсивную работу по выявлению новых месторождений строительного песка и ревизию оставшихся запасов в заброшенных и действующих карьерах. В ближайшие годы запасы его, видимо, будут значительно увеличены, но, конечно, не во всех районах республики. Отметим, что в настоящее время большинство районов республики обеспечено разведанными запасами песка не более, чем на 3—5 лет. Наиболее крупные прогнозные запасы имеются в Тартуском, Харьюском и Валгаском районах. Значительные трудности с выявлением новых месторождений отмечаются в Пярнуском, Пайдеском, Выруском, Рапласком и Йыгеваском районах.

Еще более остро стоит вопрос обеспечения предприятий народного хозяйства **песчано-гравийно-галечной смесью**, возможности покрытия дефицита которой еще не выявлены. Возникновение дефицита обусловлено прежде всего густой сетью автомобильных и железных дорог и большим удельным весом строительства, реконструкции и ремонта дорог в общем объеме строительно-монтажных и ремонтных работ. Добыча песчано-гравийно-галечной смеси в настоящее время ведется в основном в карьерах (их более 400) с неутвержденными запасами. По сведениям Управления геологии СМ ЭССР, на 1 января 1975 г. на балансе имелось только 17 месторождений (в основном в плейстоценовых отложениях) с общими запасами всего лишь 15,3 млн. м^3. В то же время среднегодовой объем добычи в 1974 г. составлял около 8 млн. м^3 и теперь из года в год возрастает исключительно быстрыми темпами. Уже в X пятилетке потребность в песчано-гравийно-галечной смеси составит около 50 млн. м^3, а суммарная потребность до конца столетия — 270—370 млн. м^3*. При этом прогнозные запасы, по данным Управления геологии СМ ЭССР, по республике в целом составляют лишь 111 млн. м^3, а обеспеченность песчано-гравийно-галечным материалом с учетом максимальной допустимой годовой потребности на 2000-й год (17 млн. м^3) в большинстве районов республики не пре-

---

* Потребности в засыпном грунте целиком не учтены, так как для их подсчета нет даже приблизительных сведений.

выснт 7 лет. Особенно большие трудности в получении песчано-гравийно-галечного материала имеются в Рапласком, Пайдеском, Пылваском, Ракверескоm и Харьюском районах. Перспективы существенного увеличения запасов отсутствуют. Многие месторождения связаны с живописными линейновытянутыми формами рельефа (с озами), в которых запасы в целом невелики, а уничтожение их наносит серьезный ущерб окружающей нас природной среде. Другие мелкие месторождения (камы с маломощным плащем морены) нередко находятся в сельскохозяйственных угодиях, и эксплуатация их нецелесообразна.

Плейстоценовые гравийно-галечные отложения в республике могут быть использованы для изготовления армированного и неармированного бетона, в строительстве автомобильных дорог, в качестве балласта для железнодорожных путей и т. д. Требования к гравийно-галечным отложениям, используемым для этих целей, определяются разными ГОСТ-ами, среди которых наибольшее значение имеют следующие: 8268-62 (Гравий для строительных работ. Общие требования); 7393-55 (Гравий сортированный для балластного слоя железнодорожного пути); 7394-55 (Гравий карьерный для балластного слоя железнодорожного пути); 2779-50 (Гравий для обычного бетона. Технические условия); 5577-50 (Смесь песчаная природная для обычного бетона. Технические условия, рекомендуемые); 8424-57 (Бетон дорожный. Требования к материалам для его приготовления и методы испытания). В большинстве случаев природные смеси не соответствуют ГОСТ-ам, и поэтому было бы желательно улучшить их качество рассеиванием, промывкой и добавкой более ценных компонентов. К сожалению, улучшение качества материала дроблением и фракционированием в республике на должном уровне не организовано.

Качество заполнителей бетона определяется в первую очередь физико-механическими свойствами обломков, гранулометрическим и петрографическим составом и формой их, а также наличием примесей. У бетона, предназначенного для службы во влажной среде, особое значение имеет еще минеральный состав заполнителей.* В связи с тем, что вес заполнителей составляет 70—80% от общего веса бетона, то их прочность в значительной степени влияет на прочность бетона в целом. Поэтому плейстоценовые гравийно-галечные отложения на Северо-Эстонском плато, содержащие много обломков карбонатных пород (местами еще кукерсита и других легкоразрушающихся обломков), мало пригодны для изготовления бетона, так как обломки карбонатных пород отрицательно влияют на его механическую прочность, водопоглощение и морозостойкость. Наиболее подходящим сырьем для этого являются гравийно-галечные отложения предглинтовой полосы, а также некоторых районов Южной Эстонии, где среди обломков значительно преобладают обломки кристаллических пород. При изготовлении дорожного бетона и использовании гравия для железнодорожного балласта, т. е. в отраслях, где требуется высокая износостойкость гравия, в гравийные смеси из местного осадочного материала желательно добавлять щебень износостойких кристаллических пород.

В зависимости от исходных коренных пород и отложений состав и физико-механические показатели плейстоценовых гравийно-галечных отложений изменяются в больших пределах и поэтому не имеет смысла

---

* Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып. 74. Заполнители бетона. М., Госгеолтехиздат, 1963.

приводить какие-либо средние показатели. Хотя эти отложения и находят применение в разных отраслях народного хозяйства, но после улучшения качества сфера их применения может быть еще значительно расширена.

Озерно-ледниковые отложения, в частности **ленточные глины**, издавна использовались в республике для производства грубой строительной керамики: массивного и выемчатого кирпича, дренажных труб, черепицы и т. д. На базе этих глин в довоенное время и до шестидесятых годов послевоенного времени работали многие кирпичные заводы. Однако в связи с развитием производства силикатного кирпича и силикальцитных изделий производство строительных материалов на базе ленточных глин стало нерентабельным, и в настоящее время продолжают работать лишь немногие заводы местного значения. Причина этого (Пиррус, 1968) кроется в низком качестве и высокой себестоимости выпускаемой продукции, что можно объяснить специфическими особенностями строения залежей ленточных глин (присутствие в верхних горизонтах органических примесей и известняковых дутиков, резко понижающих качество сырья, неровность подошвы под глиной, препятствующей механизации, высокая влажность, требующая предварительной сушки горной массы и др.).

По керамическим свойствам ленточные глины относятся к легкоплавкому типу глин с коротким интервалом спекания, что значительно ограничивает область их использования (Пиррус, 1963). Облагораживание их малоэффективно и нерентабельно. Внимания заслуживают перспективы производства на базе ленточных глин легковесных заполнителей бетона, в частности керамзита (Пиррус, 1968), но пригодность ленточных глин республики для этой цели, так же, как и в некоторых других отраслях народного хозяйства (например, для регенерации отработанных масел), еще недостаточно изучена.

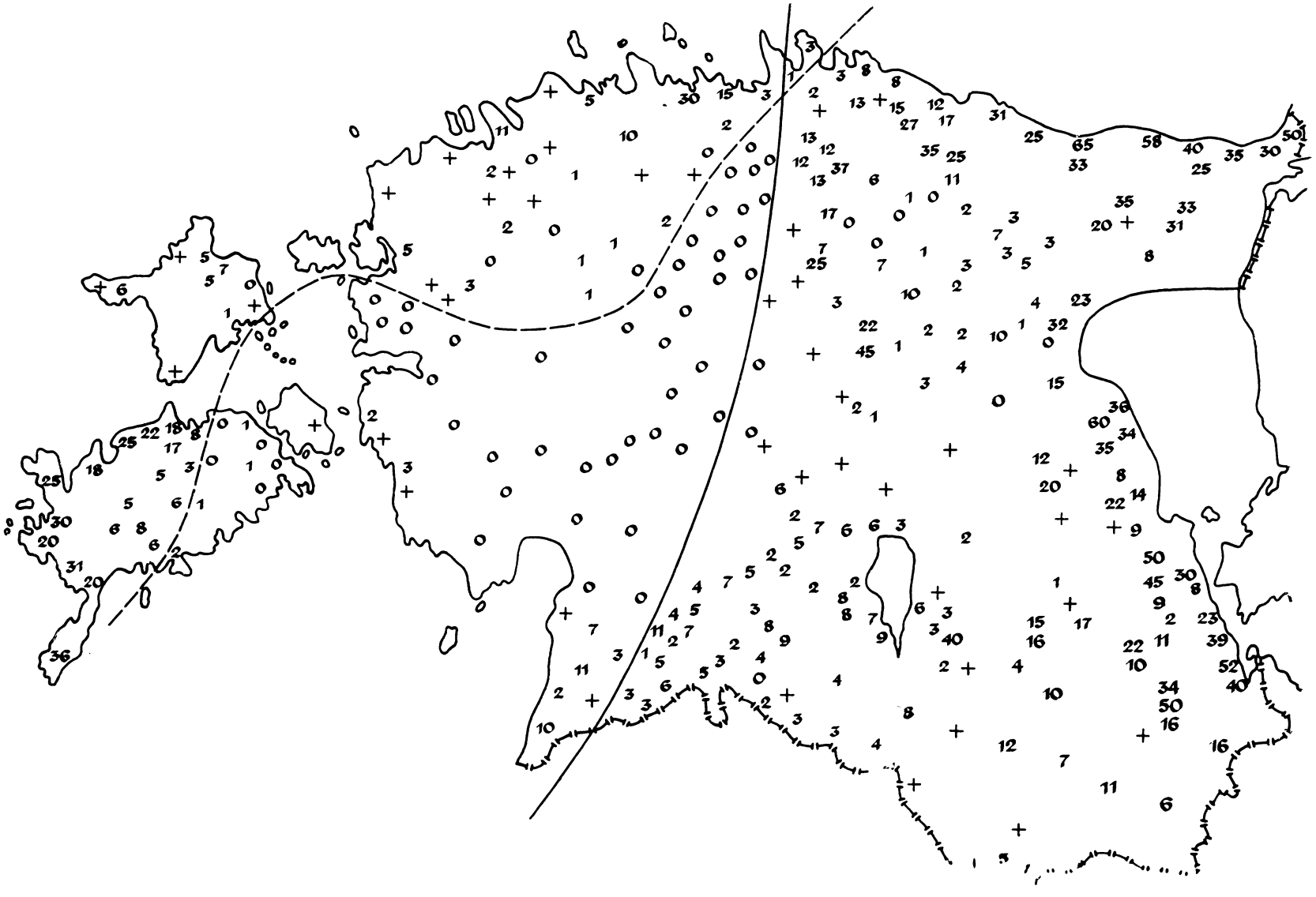
В республике имеются относительно большие **скопления эрратических валунов**, запасы которых по данным Х. Вийдинга *, составляют 7—8 млн. м^3. Больше всего их в северных районах — Харьюском, Хийумааском, Кингисеппском, Раквереском и Кохтла-Ярвеском, в то время как в южных районах Эстонии их мало. Валуны в основном приурочены к выходам морены (рис. 27), но нередко встречаются также в древних береговых зонах, где маркируют прежние береговые линии.

Валуны могут быть использованы для производства высокопрочного (дробимость свыше 600 км/см^2) щебня, для изготовления уличной мостовой, ступеней лестниц, терразитовой штукатурки и т. п. Валуны диаметром свыше 1,5 м могут служить также сырьем для скульпторов. Наибольшее значение они несомненно имеют в производстве качественного щебня, потребность в котором в республике из года в год возрастает. Уже сейчас ежегодный дефицит составляет 250 000—300 000 м^3 (Аадер, 1969). В 1974 г. в Эстонской ССР было изготовлено 158 000 м^3 гранитного щебня.** Перспектив для существенного увеличения производства нет, так как все имеющиеся запасы в таком случае будут исчерпаны уже в течение 5—10 лет. К тому же в результате концентрации производства щебня вздорожают транспортные расходы (кото-

---

* H. Viiding. Eesti NSV rändkividest. Канд. диссертация. Тарту, 1955. Рукопись в Научной библиотеке ТГУ.

** L. Aader. Eesti NSV kõrgemargilise killustiku vajaduse katmise võimalikke variantide võrdlus. Tallinn, 1975. Рукопись в Институте экономики АН ЭССР.



рые уже сейчас составляют около 70% себестоимости и резко повысятся затраты на щебень. Отметим, что в настоящее время затраты на привоз щебня (в зависимости от дальности перевозок составляют 0,82—5,64 руб/м³) на 7—50% ниже, чем щебня из местного валунного материала. Следует также учесть, что качество щебня, производимого из гранитных залежей Ленинградской области, Карельской АССР или Украинской ССР, выше, чем из местных валунов, особенно в восточной части республики, где среди валунов широко распространены граниты типа рапакиви (рис. 72), непригодные для изготовления высококачественного щебня.

Таким образом, принимая во внимание ограниченные запасы и невысокое качество валунов для изготовления щебня, а также значительное увеличение себестоимости при расширении производства (от 11,0 руб./м³ в 1974 г. до 14,6 руб./м³ в 1980 г. и еще больше в последующие годы**), можно прийти к единственному выводу, что потребности народного хозяйства республики в высокопрочном щебне следует удовлетворять путем ввоза из соседних республик (на базе месторождений Ленинградской области, Карельской АССР, Белорусской или Украинской ССР). Учитывая дефицит по щебню во всей Европейской части СССР, наиболее реальной является организация производства щебня в указанных выше месторождениях силами республики с целью последующего завоза их в Эстонскую ССР. На наш взгляд, наиболее реальна организация производства щебня на острове Суурсаари (Гогланд), где запасов исключительно высококачественного материала (кварцевые порфиры и др.) хватит на несколько столетий. До организации соответствующего производства потребности дорожного строительства и промышленности железобетонных изделий можно покрывать щебнем из местного валунного материала. Производить его можно в объеме до 200 000—250 000 м³ в год (Аадер, 1969); но желательно не более 100 000 м³, соответственно ежегодному удалению валунов в ходе мелиоративных работ.*

Уже во введении мы обратили внимание на то, что плейстоценовые отложения являются на больших площадях строительным основанием и почвообразующими породами.

Основные геотехнические свойства наиболее распространенных генетических типов плейстоценовых отложений рассмотрены нами кратко в предыдущих главах. Четвертичные отложения, как почвообразующие породы, будут рассматриваться в одной из последующих работ автора, и поэтому более подробно эти вопросы здесь не затрагиваются. Отме-

* См. сноску на с. 273.

Рис. 72. Содержание рапакиви (в %) среди поверхностных кристаллических эрратических валунов по Х. Вийдингу.

В местонахождениях, обозначенных плюсом, рапакиви встречаются, но количество их не определено. Прямой линией показана западная граница распространения выборгских рапакиви, прерывистой — наибольшее распространение рапакиви с Аландских островов и из массивов Юго-Западной Финляндии.

Fig. 72. Rapakivi content (%) in surficial crystalline erratic blocks, after H. Viiding. Rapakivi is found in the localities marked with a plus, but its amount is not determined. The continuous line denotes the westernmost distribution boundary of the Vyborg rapakivi, the broken line — the distribution of rapakivi from the islands of Åland and from the massifs of South-West Finland.

Таблица 25

Распределение сельскохозяйственных угодий и пахотных земель Эстонской ССР в зависимости от гранулометрического состава почв по Р. Каску (R. Kask, 1975)

Гранулометрический состав мелкозема	От всех сельскохозяйственных угодий		От пахотных земель	
	тыс. га	%	тыс. га	%
Пески	276,7	18,4	104,5	13,9
Супеси	451,1	30,1	315,9	42,1
Легкие и средние суглинки	547,9	36,6	301,8	40,3
Тяжелые суглинки и глины	66,0	4,4	25,4	3,4
Торф	157,7	10,5	2,2	0,3

тим лишь, что плейстоценовые отложения являются почвообразующими на преобладающей части территории Эстонии (более 70%), и на них распространяются наиболее плодородные почвы республики, особенно на богатой кристаллическими породами морене. В табл. 25 дано распределение гранулометрических типов почв на сельскохозяйственных угодьях республики. При этом супесчаные, суглинистые и глинистые почвы почти полностью, а песчаные почвы на значительных территориях сформировались на плейстоценовых отложениях.

Значение плейстоценовых отложений в охране подземных вод от загрязнения и в очищении их кратко рассматривается в следующей главе.

8. ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ВОПРОСЫ ОХРАНЫ ПРИРОДЫ

Объем добычи песка и песчано-гравийно-галечной смеси плейстоценового возраста очень велик и превышает добычу других видов полезных ископаемых. Число карьеров в плейстоценовых отложениях уже в настоящее время превышает 500, и они занимают в общей сложности около 4000 га, к которым ежегодно добавляется еще примерно 300 га. Из всех зарегистрированных и незарегистрированных карьеров ежегодно добывают более 20 млн. м^3 песка и гравийно-галечной смеси, что приводит к значительному изменению природы. Бо́льшая часть добытого ценного полезного ископаемого идет на засыпку, а это в интересах охраны природных ресурсов недопустимо. Тем более, что в большинстве районов имеются достаточные запасы менее качественных алевритовых песков и алевритов (в южных районах республики также запасы алевролитов и песчаников девонского возраста), которые для этой цели обычно вполне пригодны.

Совершенно недостаточно используются в республике для засыпки и строительства оснований шоссейных дорог вскрышные породы фосфоритов и кукерсита, а также крупные отвалы пустой породы (обогатительного остатка) в сланцевом бассейне, запасы которых очень велики (только последнего более 30 млн. м^3 при ежегодном приросте около 4,5 млн. м^3). В связи с расширением сланцевой промышленности горы отвалов пустой породы и сланцевой золы (ежегодный прирост около 12 млн. т) растут еще более быстрыми темпами. Для засыпки с успехом могут быть использованы также производственные отходы (продукты рассеивания) карбонатных пород (ежегодный прирост 0,75—1 млн. м^3) и флотационные пески, получаемые при обогащении фосфоритовой руды. Последние вполне пригодны для применения в качестве строительных песков.

При добыче песка и гравия имеются большие потери. До последнего времени добыча велась до уровня грунтовых вод или на глубину не более 2—3 м ниже уровня воды. В результате этого полезный слой целиком не используется, и дальнейшее использование карьеров связано с большими трудностями. Территория карьеров из-за высокого уровня грунтовых вод уже непригодна для рекультивации, а для заложения прудов уровень воды в них недостаточен. При добыче отмечаются недостатки даже в крупнейших карьерах республики. Так, например, в карьере Мяннику (табл. XXVIII, 50) при гидродобыче извлекается слой песков мощностью лишь 7—8 м (при общей мощности более 10 м),

а на месторождении Паннъярве ведется добыча только сухих песков, несмотря на то, что большинство песков, и притом лучших по качеству, расположено ниже уровня воды.

Еще хуже положение в мелких и средних карьерах, особенно принадлежащих колхозам и Эстонскому отделению Прибалтийской железной дороги, а также в карьерах, имеющих нескольких владельцев. В мелких и средних карьерах отсутствует маркшейдерский учет добычи и потерь, полезный слой извлекается неполностью и с большими потерями, плохо идет выравнивание и рекультивация брошенных карьеров. Нередки случаи, когда до начала добычи даже не удаляют почвенный слой и деревья, что приводит к значительному уменьшению качества добытого материала, к его необоснованным потерям и затрудняет рекультивацию карьера.

Ежегодно возрастает добыча плейстоценовых и голоценовых песков со дна крупных озер (табл. XXVIII, 51) и из береговой морской зоны, при этом нарушаются сложившиеся береговые процессы. Учитывая существующий дефицит наносов в береговой зоне моря и крупных озер республики, нерегулированная добыча донных песков также может привести к нежелательным результатам (абразия пляжей и т. п.). Поэтому подводную добычу можно организовать лишь после выяснения характера возможных последствий.

Для лучшего использования дефицитного песка и гравийно-галечного материала необходимо добиться максимальной обработки полезного слоя и вести надлежащий маркшейдерский учет, выдавать землеотводы в пределах месторождений только одному владельцу и запретить эксплуатацию без землеотвода, не допускать добычу неразведанных запасов и использования качественного сырья для засыпки, усилить контроль местных органов и органов Госгортехнадзора над добычей и использованием полезного ископаемого. Соответствующие предложения выдвигались геологическими организациями республики неоднократно, но должного эффекта они не дали. В 1976 г. был утвержден республиканский земельный кодекс, и можно надеяться, что эти неотложные проблемы будут урегулированы.

В Эстонской ССР имеются давние традиции в области охраны природы, но количество охраняемых геологических и ландшафтных объектов еще далеко недостаточно. Недостаточна и сильно отстает от большинства развитых стран также охраняемая территория (около 4,1%). Несмотря на большое разнообразие ледникового рельефа Эстонии, под государственную охрану взяты лишь немногие из приведенных выше объектов. Не вполне удачен и выбор их. В качестве ландшафтных заказников охраняются холмы Суур- и Вяйке-Мунамяги, Вялламяги и Тедремяги, Саадъярвское друмлинное поле (Вооремаа), Неэрутиские и Аэгвийду-Нелиярвеские озы, а в виде отдельных объектов — Вайвараские Синие горы, холм Вапрамяги, Ульястеский оз и холм Эбавере Ряд характерных для Эстонии ледниковых форм рельефа (камы, флювиогляциальные дельты) охраняется также в национальном парке Лахемаа.

Как видно из приведенного списка, большинство охраняемых объектов представлено моренными холмами или сложенными главным образом из морены образованиями (друмлины, конечная морена Синие горы). Очень немного среди объектов охраны камов, озов и флювиогляциальных дельт, сложенных гравийно-галечным и песчаным материалом, представляющим для потребителей его первостепенный инте-

рес. Аналогичное наблюдается среди объектов, охраняемых районными Советами депутатов трудящихся (Raukas, Rähni, 1976).

Несколько лет назад в Институте геологии АН ЭССР была дана научная оценка имеющихся в республике* форм рельефа всех генетических типов (в том числе и плейстоценового возраста), с целью выяснения их природоохранительной значимости. Внесенные предложения к настоящему времени отчасти устарели, тогда как многие из отмеченных в списке форм рельефа уже снесены, а другие сильно искажены. Поэтому назрело время для новой инвентаризации форм рельефа и дополнения списка охраняемых объектов. Такая работа должна выполняться коллективными усилиями, с привлечением специалистов разных организаций. Ниже излагаются лишь основные принципы, которые, на наш взгляд, должны быть приняты за основу при выборе объектов.

Нам несомненно нужно охранять характерных представителей форм рельефа всех генетических типов, но в первую очередь следует взять под охрану формы и их комплексы, специфические для Эстонии или представляющие особенно большую рекреативную ценность. Территория Эстонии в прошлом находилась близко к бывшему центру оледенения, и поэтому здесь шире, чем на соседних территориях, распространены друмлины и разные экзарационные формы рельефа. Эстонские друмлины по величине и выраженности не находят себе равных на всей Восточно-Европейской равнине и поэтому несомненно требуют надежной защиты. Кроме уже охраняемого Саадъярвского друмлинного поля охраны заслуживают по крайней мере еще центральная часть Тюриского (близ Кирна) и южная часть Колга-Яниского друмлинного поля.

Чаще и в лучшем виде, чем на соседних территориях, встречаются в Эстонии также флювиогляциальные дельты. Площадь их весьма неодинаковая — от одного или нескольких до сотен (Мустайыэ) квадратных километров. Поверхность их разнообразная: ровная, слабовыпуклая, слегка наклоненная в дистальную сторону или волнистая. Местами они расчленены термокарстовыми воронками, ложбинами и долинами прорыва или осложнены прибрежными образованиями. Мощность отложений в них достигает 20 и более метров. Учитывая хорошее качество и большие запасы песков и гравийно-галечного материала в дельтах, полная охрана их не является целесообразной. Охраны здесь требуют склоны ледникового контакта, некоторые озерно-ледниковые террасы и уступы, а также отдельные участки с характерным рельефом, позволяющим восстановить историю геологического развития района.

К наиболее широко распространенным и четко выраженным в рельефе плейстоценовым образованиям Эстонии относятся еще озы, очень разнообразные по морфологии и генезису и встречающиеся в разных сочетаниях. Они также сложены высококачественным песчано-гравийным материалом, и поэтому с ними связаны многие перспективные месторождения. В то же время озы представлены очень живописными, линейновытянутыми формами рельефа, рекреативная ценность которых велика, а запасы их, по сравнению с камами и дельтами, относительно небольшие.

---

* E. Rähni. Eesti NSV pinnavormide levik ja nende looduskaitse. Tallinn, 1970/71. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР.

Мы полагаем, что до установления единого взгляда на генезис озов, который до сих пор остается весьма спорным, необходимо целиком или частично охранять характерных представителей озов с разной морфологией и разным простиранием относительно подстилающего рельефа коренных пород. По имеющимся данным (Раукас, Ряхни, Мийдел, 1971), образование эстонских озов происходит по-разному, в основном в открытых трещинах омертвевшей полосы ледника, но частично и в толще активного льда. Имеются и такие озы, образование которых, видимо, можно объяснить с помощью теории русловых потоков, субгляциальных туннелей и приледниковых дельт. Таким образом, эстонские озы могут играть при выяснении генезиса озов очень большую роль, и поэтому уничтожение их недопустимо. Разрабатывать отложения можно лишь в тех местах озовых цепей (для изучения внутреннего строения озов желательно через определенные интервалы), где первичная морфология озов уже искажена, где они не заняты под сельскохозяйственными угодиями и где их рекреативная ценность наименьшая (вне населенных пунктов и дальше от основных магистралей).

Большое рекреативное значение в республике имеют также камовые поля, запасы качественного песка и гравийно-галечного материала в которых очень велики (например, месторождение Паннъярве). Поэтому к их охране мы должны подходить с более строгим мерилом, чем к охране озов. В камовых полях добычу отложений целесообразно организовать так, чтобы наиболее характерные с научной и рекреативной точек зрения участки оставались незатронутыми. Полной или частичной защиты требуют классические камовые поля Таганурга и Мягеде (Харьюский р-н), Кайу (Йыгеваский р-н), Иллука (Кохтла-Ярвеский р-н), Мустоя и Нохипалу (Пылваский район), Мянниквялья (Раквереский р-н), Сельгузе (Тартуский р-н) и Римми—Ахиярве (Валгаский р-н), а также некоторые платообразные лимногляциальные камы (близ Ийзаку—Иллука) и камовые террасы (Пикасааре, Метсакюла).

Разнообразными в морфологическом и генетическом отношении формами в республике представлены конечные морены. В некоторых местах они имеют форму вала (напр., Линнузе) или узкой изогнутой гряды (Ватку), а в других представлены длинными платообразными массивами (Западно-Сааремааская конечная морена), в третьих — состоят из продолговатых холмов и валов разной формы и длины (Синие горы). По генезису встречаются напорные и насыпные разновидности, а среди последних — стационарные и рецессионные типы. Встречаются также двучленные конечные морены и внутренние краевые морены напора. Кроме уже охраняемых Вайвараских Синих гор охраны требуют еще по меньшей мере три разнообразные конечно-моренные гряды: Ватку, Каллуксе и Тамсалу (все в Раквереском районе). Первая из них является типичной годичной рецессионной мореной, вторая — насыпной стационарной и третья — напорной конечной мореной.

Для решения проблем дегляциации территории и выявления генезиса разных форм рельефа или их комплексов, часто бывает недостаточно охраны лишь одной или нескольких гряд или холмов. Поэтому местами под охрану на определенном участке необходимо брать целую краевую ледниковую зону с предфронтальными, фронтальными и зафронтальными образованиями. В этом отношении большой интерес представляют краевые ледниковые образования Руту—Ринна—Хярья-

сааре и Холстре в Вильяндиском районе, близ Миссо—Тсийтре и озера Майори в Выруском районе, в ряде районов Карулаской возвышенности (близ Ахиярве и Кайка) и некоторые другие.

Под государственную охрану необходимо взять также все межледниковые (Карукюла, Рынгу и др.) и наболее важные межстадиальные разрезы (Пеэду, Куренурме и др.).

Среди разных памятников ледникового периода, заслуживающих внимания с точки зрения охраны, большое значение имеют еще крупные эрратические валуны. Нигде в области Скандинавского оледенения за пределами выходов коренных кристаллических пород нет столь крупных валунов (табл. VIII, 11), как в Северной Эстонии, и нигде они не встречаются так часто и не расположены так густо. В Прибалтике из 55 валунов-великанов (с окружностью более 30 м) 53 находятся на территории Эстонии (Viiding, 1976). Но у валунов привлекают не только их размеры, свидетельствующие о громадной силе плейстоценовых ледников. Многие из них связаны или с народными преданиями, со старинными нравами или с историческими событиями. Многие валуны известны как жертвенники и связаны с религией древних эстов (Viiding, 1957).

Сбором данных о крупных валунах занимались многие естествоиспытатели, начиная уже с прошлого столетия. Благодаря коллективной работе, в Эстонии в настоящее время известно не менее 1900 крупных валунов с максимальным диаметром более 3 м, и количество их, вероятно, возрастет еще на 500—600 (Viiding, 1976). Под государственной охраной находятся 215 крупных валунов, 8 валунных полей и их скоплений. 90 валунов взято под местную охрану. Охрана валунов может послужить хорошим примером для взятия под охрану других природных объектов плейстоцена. Целью дальнейших исследований (Viiding, 1957, 1976) является выяснение состояния всех крупных валунов, определение их петрографического состава, точных размеров и объема и составление схем их расположения. Предстоит также большая работа по систематизации связанных с конкретными валунами народных преданий, традиций и исторических событий.

Как известно, четвертичные отложения играют основную роль в распределении атмосферных осадков на поверхностные и подземные воды. Велико их значение также в охране подземных вод от загрязнения и в очищении их. При незначительной мощности четвертичных отложений, широкого развития карста и наличия тектонических нарушений (например, на Пандивереской возвышенности*) загрязняющие вещества (фенолы, минеральные удобрения, гербициды и пестициды, минеральные масла и др.) легко проникают в грунтовые воды и распространяются в них сравнительно быстро на значительное расстояние. При наличии над коренными породами четвертичных отложений средней (5—10 м) или большой мощности (свыше 10 м), даже хорошо водопроницаемых (пески, алевриты и др.), загрязненные воды в значительной степени очищаются, причем степень очищения зависит от мощности зоны аэрации.

При наличии постоянного источника загрязнения пески и алевриты

---

* Э. Я. Иоханнес, В. Ю. Каризе, А. А. Пилль. Загрязнение и самоочищение подземных вод в сельскохозяйственных районах Северной Эстонии (этап исследований 1971—1973 гг.). Таллин, 1973. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР.

все же не защищают подземные воды от загрязнения, и загрязняющие вещества распространяются на всю их мощность. Эта проблема стала особенно актуальной в последние годы в связи с проектированием и строительством крупных скотоводческих ферм. Последние являются большими потенциальными загрязнителями грунта и подземных вод и поэтому их можно закладывать лишь после тщательного изучения геологического строения района. Как показывают исследования сектора гидрогеологии Института геологии АН ЭССР,* ленточные глины и суглинистая морена надежно защищают залегающие под ними подземные воды от поверхностного фекального загрязнения; так как они водоупорные, то фекальное загрязнение в эти отложения практически не проникает. Супесчаная морена мощностью более трех метров обычно также представляет подземным водам удовлетворительную защиту от фекального загрязнения, так как загрязняющие компоненты задерживаются в верхнем слое мощностью в среднем 1,5—2,0 м. Плохую защиту часто представляют собой каменистые супесчаные морены, которые из-за содержания крупных обломков хорошо пропускают воду. Важное значение имеет и тот факт, что фильтрационные свойства морены в связи с возрастанием глубины ухудшаются, а это повышает их защитные свойства. Например, в верхней части супесчаной морены, недалеко от центра совхоза Трийги (южный склон Пандивереской возвышенности) скорость вертикальной фильтрации составляла 0,12 м/сутки, а на глубине 2—3,5 м всего лишь 0,02 м/сутки.**

При определении защитных свойств четвертичных отложений от разных источников загрязнения необходимо иметь в виду, что мощность, состав и свойства их относительно быстро изменяются, и отдельные слои иногда выклиниваются уже на близких расстояниях. Поэтому хорошее знание строения четвертичной толщи, в частности плейстоценовой, имеет в данной области, как и в других прикладных исследованиях, первостепенное значение.

---

* См. сноску на с. 281.

** V. Karise, E. E. Johannes, T. Metslang. Põhjavee kaitstuse uurimine Pandivere kõrgustiku karstialal (Triigi sovhoosi puhastusseadmete filtratsiooniväljaku töö põhjal). Tallinn, 1975. Рукопись в Институте геологии АН ЭССР.

EESTI NSV PLEISTOTSEENI SETTED

A. RAUKAS

Resümee

Pleistotseeni setted on Eesti muldade peamine lähtekivim ja ehitusalus, neid kasutatakse ehitusmaterjalide valmistamiseks ja teedeehituses. Suur on nende tähtsus ka põhjavee kaitses reostamise vastu ja isepuhastumises. Pleistotseeni setete paksus on väga erinev, ulatudes Lõuna-Eesti saarkõrgustikel ja mattunud orgudes 150—200 m-ni. Eestis leidub arvatavasti 5 eri jäätumise (okaa, dnepri, moskva, varavaldai, hilisvaldai) setteid, mille aineline koostis on liustike erineva liikumissuuna tõttu mõnevõrra erinev. Kuna organogeenseid jäävaheaegade setteid esineb Eestis harva ja needki (Rõngu, Karuküla jt.) on arvatavasti rändpangased, siis on setete vanuse määramine väga raske ja kohalik stratigraafiline skeem (tabel 6) suurel määral veel hüpoteetiline.

Eestis leiduvate pleistotseeni setete geneetiline klassifikatsioon on toodud tabelis 9. Valdav settetüüp (60—70%) on moreen. Ülejäänud osa pleistotseeni setteist on peamiselt liustiku sulamisvee moodustised, kusjuures limnoglatsiaalsete ja fluvioglatsiaalsete setete maht on peaaegu võrdne. Teised settetüübid (merelised, järvelised, alluviaalsed jt.) on esindatud üsna tagasihoidlikult: nende setete maht ei ületa 5% kogu pleistotseeni kattest.

Töös analüüsitakse aluspõhja kivimite ja nende pealispinna reljeefi, neotektooniliste liikumiste ja teiste geoloogiliste protsesside mõju pleistotseeni setete paksuse, struktuurilis-tekstuuriliste iseärasuste ja ainelise koostise kujunemisel ning antakse Eestis leiduvate pleistotseeni setete geneetiliste tüüpide põhjalik kirjeldus. Viimane on aluseks setete geneesi selgitamisel, nende vanuselisel rööbistamisel ja rakendusgeoloogiliste probleemide lahendamisel.

PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE ESTONIAN SSR

Summary

The Pleistocene deposits are practically of all-Estonian distribution. On account of long research traditions, profound geological study of the territory, distribution of glacial relief forms and deposits of different genesis and structure as well as a great number of large quarries, well documented and profoundly studied boreholes, the territory of Estonia plays an important role in the solution of a great many topical problems of Pleistocene litho- and morphogenesis. The above-mentioned factors, alongside of the solution of some problems concerning the exploitation of Pleistocene deposits, have given rise to the publication of the present research into the Estonian Pleistocene deposits.

Facial-lithological and geomorphological analyses as well as palaeontological, stratigraphical and geochronological data have served as a basis for the present study. Of lithological-mineralogical methods, practically all kinds of analyses at the author's disposal have been used. The book attempts at a discussion of the Pleistocene in accordance with the recommendation of the East-Baltic Regional Stratigraphical Board of May 26, 1970 (Vaitekunas, 1972) and of May, 1976.

Research into the Pleistocene deposits on Estonian territory goes back to well over a century. The deposits have not undergone an equally detailed examination; they have been studied in different aspects (genetical, lithological, stratigraphical, palaeogeographical, engineering-geological, hydrogeological, etc.). Before the publication of the present investigation, there was no comprehensive study on the Pleistocene formations of the Republic as such.

The first chapter of the study (p. 9) describes different historical stages in the research into the Estonian Pleistocene geology: the very first publications (the first half of the 19th century), the second half of the 19th century, the beginning of the 20th century, the years of bourgeois Estonia, World War II, reconstruction of the national economy of the Republic and the recent 15 years. It is stressed that the recent 15 years have witnessed the greatest progress in the study of the Pleistocene geology in Estonia. As compared with the previous stages of research, it is namely during these years that the subject matter has expanded and the number of generalizing papers has remarkably grown. At that, of great importance has been the improvement of methods, including the use of the palynological analyses down to the determination of pollen and spore species, the application of the radiocarbon method, etc. Similarly, large-

and medium-scale geological mapping and prospecting have played an important role. Complex estimation of various materials and a great number of new borings on vast areas have enabled a more detailed correlation of the Pleistocene formations than it has been possible ever before, as well as a characterization of the paleogeographical situation at different stages of the Pleistocene.

The second chapter (p. 15) present in brief, some data on the crystalline basement and the bedrock of the underlying Quaternary deposits. Here main attention focuses on the peculiarities that have determined the process of the Pleistocene lithogenesis. Separate stratigraphical subdivisions and facial zones are characterized in lithological and mineralogical aspects, with a supplementary list of indicator minerals and rocks; the types of rocks resistant or less resistant to erosional-denudational processes are pointed out, and data on the tectonics of the bedrock are touched upon.

In the third chapter (p. 36) a discussion of the peculiarities of the surface relief of the bedrock (Figs. 7, 8) and neotectonical problems is presented, and their influence on the formation of the Pleistocene cover analyzed. In the study area, the textural-denudational cuesta-like relief of the surface of the pre-Quaternary rocks (Fig. 7) results from lithological heterogeneity and monoclinal folding. Several large positive and negative forms, first of all the North-Estonian (carbonaceous), Middle-Devonian (mainly terrigenous) and Upper-Devonian (carbonaceous) plateaux emerge distinctly in the relief of the bedrock surface. The plateaux alternate with the fore-Glint, Central-Estonian and Võru-Piusa lowlands. In the meridional direction, the depressions of the lakes Peipsi and Võrtsjärv appear in the bedrock relief.

On the coast of the Gulf of Finland, the North-Estonian plateau ends in an abrupt cliff — the North-Estonian Glint (Photo 8), which began to develop already during the Late Ordovician and Middle Devonian transgressions. In the formation of the Glint, the prolonged pre-Pleistocene erosional-denudational processes were of utmost importance, but to some extent it was also influenced by glacial exaration, marine abrasion, etc.

The surface of the pre-Pleistocene rocks is strongly dissected by deep ancient valleys (Figs. 8, 10), occurring in such places as lake basins and rills of Late Glacial discharge, even in the contemporary relief. One can assume that ancient valleys attaining a depth of 40—60 m below sea-level, were already formed in the pre-Quaternary period, whereas those of lesser depth developed predominantly in the Pleistocene. The valleys are of different morphology (Figs. 11, 12); in places, traces of glacial exaration can be observed.

It is stressed that the bedrock relief had a great influence on the dynamics of the ice cover, resulting in a formation of glacial streams, lobes and tongues; regulating their further movement (Fig. 9, 17, 18), it also determined the character of accumulation and distribution of glacial deposits and relief forms (Figs. 19, 20). The areas in front of the bedrock cliffs (e. g., in front of the Glint), oriented against the movement of glaciers, as well as the depressions of the ancient relief and particularly the ancient valleys (thickness of deposits up to 207 m), the sheltered places of uplands and bedrock elevations (e. g., the Saadjärve drumlin field behind the Pandivere Uplands) served as regions of intensive glacial accumulation.

The fourth chapter (p. 71) deals with the structure of the Pleistocene

strata in Estonia. Considering the different character of accumulation of deposits in different regions of Estonia, on the elevations and plains in particular, the structure of the Pleistocene cover is presented by geomorphological regions with similar depositional conditions and mode of occurrence (Fig. 28). This facilitates the correlation of deposits and enables a more provable establishment of laws governing the formation of the Pleistocene cover on Estonian territory as a whole.

Generalizing briefly the data obtained, one may conclude that the vast majority of the Pleistocene cover consists of till (about 60—70 per cent). The rest of the strata is mainly composed of aqueo-glacial deposits, whereas the fluvioglacial and limnoglacial ones are almost of an equal occurrence. The other types of Pleistocene deposits — marine (of the Eemian Sea, the Baltic Glacial Lake), ancient alluvial, submorainic lacustrine-boggy, a. o. deposits form less than 5 per cent of the total Pleistocene cover.

On Estonian territory, predominantly in South Estonia, five till horizons, often of great thickness, are to be noticed more or less distinctly. Only in a few cases they are separated from one another by deposits containing spores and pollen of interglacial (Karuküla, Rõngu) or interstadial (Valguta) origin, which considerably aggravates the correlation and dating of glacial strata. Considering the experience in the differentiation of glacial horizons in the neighbouring areas, and taking account of biostratigraphical, lithological and radiochronometric data, the studied till horizons can be correlated with the Late Valdaian, Early Valdaian, Moscow, Dniepr and Oka Stages on the East-European plain.

For stratification, the Mikulino deposits, represented by intermorainic marine (the Island of Suur-Prangli) and continental lacustrine-boggy (Rõngu a. o.) deposits are considered as the key horizon. At the same time, the Mikulino deposits are underlain by two or even three different-coloured tills that are difficult to date, since the intermorainic organogenous deposits are predominantly distributed as erratics. According to the unified stratigraphical scheme (Table 6) these tills are for the most part referred to different glaciations of the Middle-Russian suprahorizon; however, at the same time the possibility is not excluded that the lowermost or two lower tills are of Early Pleistocene, and the grey till, in a few cases, of Valdaian age.

In the Republic as a whole the deposits of the Valdaian suprahorizon distinctly predominate in the Pleistocene cover. In the structure of ancient buried valleys and insular heights of South Estonia, by way of an exception, tills of an older age, particularly those of the Middle Pleistocene, play an important role. On the Otepää Heights, the ratio of the Upper, Middle and Lower Pleistocene deposits is 2.23 : 5.42 : 1.40. Considering the wide occurrence and long duration of the Middle Pleistocene glaciations in comparison with the Late Pleistocene ones, and the peculiarities of the formation of insular heights (see p. 112), that ratio seems rather reliable.

The fifth chapter (p. 146) presents a local stratigraphic scheme of the Pleistocene deposits as a whole (Table 7) and separately for the Late-Glacial deposits (Table 8), as well as a survey of the history of the improvement of the local scheme (Tables 5, 6).

The sixth chapter (p. 164) presents a genetical classification of the Pleistocene deposits in Estonia and their lithological characteristics. The stated classification is based on a study of the genetical types of

deposits. As a genetical type, the author considers the deposits or sedimentary formations resulting from the development of a certain dynamic form of accumulation and playing qualitatively a different role in the structure and history of the formation of the sedimentary cover. Genetical types can be merged into paragenetical series, groups and subgroups, and, if necessary, into smaller taxonomical units (facies and subfacies). Alongside of the description of deposits, their lithogenetic types and lithological varieties are touched upon.

In the paragenetical series of eluvial deposits (6.6.2.), areal and linear (proceeding along the crevasses and zones of tectonic faults) crusts of weathering, and some problems concerning soil formation are dealt with. Our observations have shown that quartz, zircon, tourmaline, rutile, brookite, anatase, topaz, corundum, ilmenite, magnetite, hematite, leucoxene, sphene, garnet, staurolite, disthen and sillimanite are strongly resistant or resistant to soil-forming processes, whereas biotite, muscovite, acid plagioclase, orthoclases, amphiboles and minerals of the epidote group are moderately resistant, and pyroxenes, pyrite, calcite, dolomite, basic plagioclases, gypsum, olivine and apatite are weakly resistant.

In soil horizons, the rock particles of limestones, shales, sandstones and some varieties of crystalline rocks (gneisses, rapakivi, coarse-grained granites) rapidly fall into small fragments. The process of breaking up is conditioned not only by the structural and textural peculiarities of the rocks, but also by their morphology.

The formation of podzolic horizons on the boundary of two different-aged stadial or phasial tills will not take over a hundred years, and they may be used for solving stratigraphical problems. The deposits and relief forms of permafrost (of cryogenous eluvium) have not been sufficiently studied. One should mention the occurrence of cryoturbation, cryogenous glacial wedges, bedding disturbances and structural grounds. In North Estonia, cryogenous phenomena developed most likely in the Late-Dryas or somewhat earlier, in South Estonia — during the Middle-Dryas.

Deposits of organogenous paragenetical series (6.6.3.) occur as interglacial peat in a few places (Rõngu, Karuküla, etc.). In the Late-Glacial time, no accumulation of organogenous deposits took place, except thin interlayers with plant remains.

Deposits of slopal paragenetical series (6.6.4.) represented by various genetical types of colluvium (collapse, talus, landslide, solifluctional) and deluvium are relatively frequent, particularly in front of the Ordovician and Silurian glints and in hilly relief. After R. Karukäpp and A. Kont, the kame relief with formations consisting of aqueoglacial gravel-and-pebble material gained its maximal ruggedness immediately after the retreat of the water of local glacial lakes and melting of buried ice, whereas the ruggedness of relief, caused by morainic hills and kames with till cover, on the contrary, decreased in connection with the melting of buried ice as a result of intensive slopal processes. In solifluctional processes, solar radiation was of great importance, bringing about an asymmetry of melting. For this reason the southwestern slopes are gentler than the northeastern ones.

Deposits of aqueous paragenetical series (6.6.5.) are represented by several genetical types (Table 9) of different lithological composition. Among them, proluvial and subsurface aquatic deposits are rare. Little is also known about the interglacial and interstadial alluvial deposits

represented by intermorainic silty-sandy and clayey deposits of fluvial-plain and crescent-lake facies (Valguta, Peedu), and predominantly by river-bed deposits in ancient buried valleys. Late Glacial alluvial deposits of the Last Glaciation, distributed in the form of fluvial-plain terraces, occur in a great many river valleys of South Estonia, where their thickness usually ranges between 3 and 10 m.

Interglacial and interstadial lacustrine deposits are represented by sapropelites (Karuküla, Rõngu) and inequigranular terrigenous sediments (Otepää, Sudiste). Late-Glacial terrigenous lacustrine deposits of the last glaciation are to be found under many contemporary bogs. The boundary between the Pleistocene and Holocene lacustrine deposits is rather clear and easy to notice due to an abrupt increase of organic matter in the Holocene deposits or carbonates if the latter are represented by lacustrine lime.

Marine interglacial and interstadial deposits are distributed in the fore-Glint area (Suur-Prangli) and on the islands in the Gulf of Riga (Kihnu). The deposits of the Baltic Glacial Lake, occurring as bottomset and coastal formations, are conventionally also regarded as marine deposits.

Deposits of glacial paragenetical series (6.6.6.) form a great part of the Pleistocene cover in the Republic. On grounds of detailed micropalaeontological, geochemical, geomorphological, structural, and other studies (6.6.6.1.), it is proved that the tills in Estonia are mainly of continental subaerial genesis, whereas the formation of basal tills took place both under the cover of the moving glacier and as a result of the bottom melting of the passive glacier during the degradation of the glacial cover. The classification of A. Dreimanis (Table 10), composed as a result of international cooperation, has been taken as a basis for presenting the material according to tills.

Lithological studies have shown that englacial and basal debris are of different importance in basal till. In most cases the material of basal debris predominates, whereas, in places, basal tills composed of the material of englacial debris (the so-called erratic tills) are also found. Alongside of them, local tills, consisting entirely of local sedimentary material, are distributed. The vast majority of basal tills belong to the intermediate group between the local and erratic varieties, containing local and allochthonous material in different ratios. According to A. Gaigalas (1969b), it would be expedient to call them transitional basal tills. In transitional basal tills, the local sedimentary material prevails.

In places, iceberg-tills and subaqueous glacial tills are to be found in the Republic. Ablational tills, resulting from surficial melting of superglacial and englacial debris, are represented by flow tills and melt-out tills. Usually they are difficult to distinguish from basal tills. But, in exceptional cases, basal tills are immediately overlain by ablational tills (Photo 31).

The granulometric composition of tills is determined by glacial ploughing of bed, crushing and abrasion of drift load, and by the mixture of the material during its transport and deposition. In brief, the granulometrical composition of tills reflects the way covered by the glacier and the dynamics of its movement. Tills contain various-sized components, from colloidal particles to gigantic blocks (Photo 36) up to 58 m in girth, and immense erratics of local bedrock (Photo 34). Within certain limits, the variation in the granulometric composition of tills predomi-

nantly results from the influence of the underlying relief and from changes in the composition of the bedrock (Figs. 56, 59; Photos 32, 33). At that, every mineral and rock type has its optimum and limit of crushing depending on the hardness of minerals as well as on the primary dimensionality and form in initial rock.

Different-aged tills from one and the same section usually vary in their granulometric composition; in view of great territorial changes (Table 11), the correlative value of this factor is insignificant.

The lithological composition of gravel-and-pebble fractions (Fig. 57) and the mineralogical composition of silt and sand fractions of tills (Figs. 63—69, Tables 15—19) is predominantly determined by the character of the underlying bedrock. On its way, the glacier continuously accumulated in its body great portions of local bedrock material, which resulted in an enrichment of tills with rock particles from the horizon across which the glacier was moving. The maximum content of rock particles from a certain horizon is usually traceable near the distal boundary of the outcrop of the horizon. By way of exception, the erratic tills got enriched with englacial material. The resistance of one or another type of rocks to abrasion plays an important role in the formation of the lithological composition.

The data on the lithological and mineralogical composition of different-aged tills are presented (Tables 17—19), and the conclusion is drawn that the above-mentioned differences are of a regional character, and that the correlative value of single minerals (rocks) or groups of minerals is insignificant. For solving problems of the Pleistocene stratigraphy, observations on the weathering degree of minerals, their typomorphic peculiarities and the character of authigenic minerals are not of great account, either. In connection with great variations in the mineralogical composition of tills across the area and in depth, the coefficients proposed by several authors (Коптев, 1961; Савваитов, 1965; Климашаускас, 1966; Матвеев, 1966; Мойски, Жеховский, 1967; Астапова, 1968; Racinowski, Rzechowski, 1969, a. o.), and reflecting, first of all, the facial and local peculiarities of till composition, caused by different accumulation of underlying rocks into the body of the glacier, are of no universal significance. They are relatively constant only within the boundaries of rather limited regions where the accumulation of till took place under similar dynamical conditions, the underlying relief was gently dissected, and the composition of the bedrock was similar.

The engineering-geological properties of tills, with the exception of regional ones, are greatly dependent on the mode of occurrence, first of all on the hydrological regime, conditioning hydration or dehydration of deposits. Therefore geotechnical factors are unsuitable for elucidating the peculiarities of genesis; when using them for the purpose of correlation, one should always consider the mode of occurrence of till. The load capacity of tills is usually high, but their rapid soaking under the water complicates building. No effective measures for decreasing the sensitivity of tills to soaking have been found.

The paragenetical subgroup of fluvioglacial deposits (6.6.4.) is divided into englacial and periglacial genetical types with possible frequent transitions between them. In the present paper the deposits of radial eskers and fluviokames are conventionally regarded as englacial fluvioglacial deposits, and those of fluvioglacial deltas, outwash deltas and marginal

eskers as periglacial ones. Fluvioglacial deposits in their main part are characterized by great variety in granulometrical composition and structure (Photos 39—43), as well as in lithological and mineralogical composition (Tables 22, 23), everywhere closely connected with the composition of adjacent till and bedrock.

The maximum distance of transport of pebbles in fluvioglacial stream extends to 16—20 km, being naturally dependent on a great many additional factors, e. g., the hardness of rocks, the width of the outcrop of horizons, the bedrock relief, etc.

In the course of formation of fluvioglacial deposits, the content of resistant rocks and minerals increases on account of less stable fractions that are crushed or destroyed during their transportation by water streams. Usually the content of crystalline rocks in gravel-and-pebble fractions of fluvioglacial deposits is 10—15 per cent higher than in tills, whereas the content of carbonaceous rocks in them is accordingly lower. The content of metamorphic (predominantly gneisses) and coarse-grained magmatic rocks (predominantly rapakivi and coarse-grained granites) is 5—10 per cent lower than in the initial tills.

Limnoglacial deposits are also divided into englacial and periglacial genetical types (Table 9). Englacial deposits form plateau-like limnoglacial kames and are included in compound (superimposed) kames. The former are of the widest distribution in North-East Estonia, in the vicinity of Iisaku-Illuka, the latter on the Otepää and Haanja Heights.

Periglacial limnoglacial deposits, predominantly varved clays, are more frequent on the territory of West Estonia, in the fore-Glint area and on the Narva Lowland (Fig. 27), as well as in numerous river valleys in South and North Estonia. The thickness of varved clays overlying the till never exceeds 26—27 m. The similar mineralogical composition of tills and varved clays, and the high content of weathering-resistant minerals in clays points to the insignificant role of chemical changes in the transformation of the initial morainic material into limnoglacial clay. Unlike tills and fluvioglacial deposits, the ratio of single minerals and groups of minerals in one or another fraction taken from different parts of the profile, is of a stable nature within the limits of the whole location.

E. Pirrus (1968) points out the predominance of dioctahedral hydromicas and mixed-layered formations (55—75 per cent) in clay fractions (below a micron in size) of Estonian varved clays. Also kaolinite (15—25 per cent), various terrigenous minerals (up to 10 per cent), amorphous silica (0.5—1.5 per cent) and several hydrous ferric oxides (1.5—3 per cent) are to be observed. After L. Saarse and K. Utsal (1974), chlorites (5—10 per cent) are distributed in South Estonia as a whole. Bicomponent (hydromica-kaolinite) mineral associations are characteristic of the clays from the Haanja Heights and the Võru-Piusa Lowland (on the outcrops of the Upper Pleistocene rocks), three- and multicomponent ones of those from the Otepää and Sakala Heights and the depression of Lake Võrtsjärv (in the outcrop of the Middle Pleistocene rocks).

Poor geotechnical properties, high porosity, compressibility and moisture content as well as a relatively low load capacity are typical of the limnoglacial clayey deposits on the low-lying territory of Estonia. On the elevated territory (Table 23), deposits of similar composition have different qualities, which could be explained by different modes of occurrence (Саарсе, 1976).

Deposits of subaerial paragenetical series (6.7.) are located along ancient coastal lines of the Baltic Glacial Lake and the large local glacial lakes where they form coastal dunes up to 12 m high, or in the form of a thin mantle covering the sandy beach barriers. More seldom they are represented by hillocky plains. Fine-grained sand prevails in the deposits. A more or less equal content of fine- or medium-grained sand or of fractions of other size is rare; this circumstance points to well-sorted deposits (S_0 usually below 1.6.). They consist predominantly of quartz and feldspars, the amount of quartz decreasing towards coarser fractions, and that of feldspar increasing. Carbonates (up to 7 per cent), micas (usually up to 2—3 per cent) and minerals of heavy subfraction (0.5—1.5 per cent) are observable in relatively small amounts.

The seventh chapter deals with the applicational value of the Pleistocene deposits containing great reserves of building sand and a mixture of sandy gravel-and-pebble material, widely used for the production of ordinary and hydromechanical concrete, in ferroconcrete constructions and in the brick industry, for railway and highway construction, etc. Varved clays and erratic boulders are also of great importance. In vast areas, the Pleistocene deposits represent the building ground and soil-forming rocks. On the tills rich in crystalline rocks, the most fertile soils of the Republic are distributed.

The last, eighth chapter (p. 277) deals with the problems of nature protection in connection with the Pleistocene deposits. Attention is paid to an irrational exploitation of building sand (as a filling material), insufficient use of its substitutes (covering deposits of phosphorites and oil shales), great wastes in the course of mining, and other problems. Concrete proposals are made for increasing the number of objects under nature protection. The significance of the Pleistocene deposits in view of protection and purification of waters from contamination is discussed. The overlying varved clays and loamy tills firmly protect underground waters from surficial contamination; since these deposits are waterproof, contamination does not penetrate into them. Sand-loamy tills of about 3 m in thickness usually give satisfactory protection against contamination, catching the infested components in the upper layer of about 1.5—2.0 m in thickness. Sand-loamy tills with a high content of stones, well letting the water through, offer insufficient protection. When determining the applicational value of the Quaternary deposits, one should always consider the rapid changes in their thickness, composition and qualities.

ЛИТЕРАТУРА

Аадер Л. Э. Основные направления развития и размещения щебеночной промышленности в Эстонской ССР. Автореферат канд. дисс. АН ЭССР, 1969. 26 с.

Аалоэ А. О. Рифовая фация в яагарахуском горизонте силура Эстонии. «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1956, 1, 89—94.

Аболтыньш О. П. К вопросу о формировании острововидных возвышенностей. — В сб.: Ледниковый морфогенез. Рига, «Зинатне», 1972, 51—61.

Аболтыньш О. П. Гляциодинамические особенности формирования возвышенностей Латвии. — «Вопросы четвертичной геологии». Рига, «Зинатне», 1975, 8, 5—23.

Алейников А. А. Отступание ледника в северо-западной части Русской равнины (стадии и осцилляции). — Труды регион. совещ. по изуч. четв. отложений Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1957, 347—361.

Андра Х., Хейнсалу Ю. Древняя долина и карст по зоне трещиноватости северо-западного простирания в окрестностях Поркуни (Северная Эстония). — «Изв. АН ЭССР. Физ.-мат. и техн. наук», 1966, 15, 3, 265—270.

Асеев А. А. О синхронизации фаз развития последнего оледенения и колебаний климата верхнего плейстоцена. — В сб.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966, 5—12.

Астапова С. Д. Литолого-геохимическая характеристика моренных отложений Белоруссии (бассейн Немана). Автореферат канд. дисс. АН БССР. Минск, 1968. 23 с.

Астапова С. Д., Лукашев К. И. Некоторые данные для использования минерального состава морен в целях возрастной корреляции. «Докл. АН БССР», 1970, 14, 5, 458—460.

Афанасьев Б. Л. Морские морены Латвии и их возможное корреляционное и стратиграфическое значение. — «Baltica», 1967, 3, 287—302.

Афанасьев Б. Л. О находках и значении фауны фораминифер в моренах Прибалтики. — Материалы V конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, 1968, 245—249.

Басаликас А. Б. Некоторые вопросы гляциоморфологии (в свете новых данных геоморфологического изучения территории Литвы). — В сб.: Краевые образования материкового оледенения». Вильнюс, «Минтис», 1965, 161—171.

Басаликас А. Б. Разнообразие рельефа ледниково-аккумулятивной области. — В сб.: Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, «Минтис», 1969, 65—154.

Берзинь Л. Э. Основные черты новейшей тектоники территории Латвийской ССР (в связи со структурой кристаллического фундамента и осадочного чехла). Автореферат канд. дисс. МГУ, 1969.

Бискe Г. С. Роль тектоники в геоморфологии Карелии. — В сб.: Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск, 1961, 32—42.

Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», М., 1962, 59. 542 с.

Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», М., «Наука», 1965, 119, 259 с.

Былинский Е. Н. О втором климатическом оптимуме микулинского межледниковья. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1974, 4, 76—90.

Вайтекунас П. П. О стратиграфическом подразделении неоплейстоцена гляциальной области (на примере Прибалтики). — В сб.: Материковое оледенение и ледниковый морфогенез. Вильнюс, «Минтис», 1969, 11—62.

Вайтекунас П. Новый проект региональной рабочей стратиграфической схемы четвертичных (антропогеновых) отложений Прибалтики. — «Lietuvos TSR Aukstuja Mokyklu Mokslo Darbai. Geografija ir Geologija», 1971, 7, 211—215.

Валлнер Л. А., Желнин Г. А. Новая карта изобаз территории Эстонии. — В сб.: Современные движения территории Прибалтики. Тарту, изд. АН ЭССР, 1975, 48—57.
Варданянц Л. А. Докембрий. — В кн.: Геология СССР, т. 28. Эстонская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, 33—39.
Вареп Э. Ф., Тармисто В. Ю. Эстония. Советский Союз. М., «Мысль», 1967. 255 с.
Васильев П. И. Методы ускоренного анализа карбонатных пород. М., 1951.
Вахер Р. М., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. Тектоническое строение Северо-Восточной Эстонии. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1962, 10, 319—335.
Вахер Р. Современная структура поверхности фундамента Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1972, 21, 3, 236—244.
Величкевич Ф., Лийвранд Э. Новые данные о флоре и растительности разреза Карукюла в Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1976, 25, 3, 215—221.
Верейский Н. Г. Краткая характеристика инженерно-геологических свойств отложений последнего материкового оледенения Европейской части СССР. — «Труды ВСЕГИНГЕО». Вопросы региональной инж. геол. и методики инж.-геол. картирования. М., «Недра», 1971, 54—64.
Верте А. О тектонической природе одной малой куполовидной структуры в районе г. Таллина. — «Вестн. Ленинградск. ун-та. Сер. геол. и геогр.», 1959, 1, 6, 155—157.
Верте А. И. Древние долины погребенных рек Эстонии и роль их в водообмене и водоснабжении. — Тезисы докладов научн. конф. по проблемам внутренних вод Карелии и Прибалтики и их хозяйственное использование. Петрозаводск, 1962, 109—111.
Вийдинг Х. Распространение и петрография эрратических валунов Эстонской ССР. — Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, Вильнюс, 1957, т. 4, 285—295.
Вийдинг Х. А. Некоторые данные о минералогическом составе песчаников среднего девона Эстонии. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1962, 10, 261—272.
Вийдинг Х. А. О литологии и минералогии песчано-алевритовых отложений девона в Эстонской ССР. — В сб.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии девона Прибалтики. Вильнюс, 1964, 74—83.
Вийдинг Х. А. Литолого-минералогический состав и вопросы генезиса терригенных отложений девона Северной Прибалтики. — В сб.: Генезис и классификация осадочных пород. М., «Наука», 1968, 75—81.
Вийдинг Х., Лыокене Э. Средневалдайские межстадиальные отложения в Пээду (юго-восточная Эстония). — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1969, 18, 3, 278—282.
Викулова М. Ф. и др. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. М., Госгеолтехиздат, 1957. 448. с.
Вознячук Л. Н. О стратиграфическом подразделении среднечетвертичных отложений в древнеледниковой области Русской равнины. — В сб.: Материалы четвертой конференции геологов Белоруссии и Прибалтики. Минск, 1966, 181—189.
Вяюрюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. М., Изд-во ИЛ, 1959. 295 с.
Гайгалас А. И. Реконструкция движения плейстоценовых ледников на территории Литовской ССР по петрографическим данным изучения морен .— В сб.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс, 1963, 527—544.
Гайгалас А. И. Сланцеватость плейстоценовых морен Литвы. — Материалы научной конференции молодых ученых геологов Литвы. Вильнюс, 1968, 72—73.
Гайгалас А. И. Слоистость плейстоценовых морен Литвы. — Материалы II научной конференции молодых ученых геологов Литвы. Вильнюс, 1969а, 77—80.
Гайгалас А. И. Генетические разновидности основных морен плейстоцена Литвы. — Материалы II научной конференции молодых ученых геологов Литвы. Вильнюс, 1969б, 76—77.
Гайгалас А. И., Вайтякунас С. К. Связь плейстоценового ледникового осадкообразования с характером подстилающей поверхности на территории Литовской ССР. — «Труды АН Лит. ССР. Сер. Б», 1969, т. I (56), 191—206.
Гайгалас А., Гуделис В., Спрингис К. и др. Ориентировка длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики и ее связь с убыванием ледникового покрова. — «Baltica» 3, Вильнюс, 1967, 215—233.
Гайгалас А. И., Раукас А. В. Распространение руководящих валунов в плейстоценовых моренах Прибалтики. — Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. М., 1965, 30, 128—135.
Гайгалас А. И., Юргайтис А. А. Минералого-петрографический состав морен плейстоцена Юго-Восточной Литвы (3. Сравнительная характеристика обломочного

материала морен и водно-ледниковых отложений). — «Труды АН Лит. ССР, Сер. Б», 1967, т. 1 (48), 219—232.
Гембель А. В., Нильсон О. А. К вопросу о происхождении Балтийского (Ордовикского) глинта. — «Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва», 1959, **91**, 4, 349—352.
Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. — «Труды Ин-та географии АН СССР», М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939, **33**. 363 с.
Горецкий Г. И. О происхождении и возрасте глубоких долинообразных понижений в рельефе постели антропогеновых отложений ледниковых областей. — В сб.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., «Наука», 1967, 17—34.
Горецкий Г. И. Об изучении генетических связей краевых ледниковых образований, ложбин ледникового выпахивания и размыва, гляциодислокаций и отторженцев. — В сб.: Краевые образования материковых оледенений. М., «Наука», 1972а, 64—67.
Горецкий Г. И. Ложбины ледникового выпахивания и размыва в их связи с краевыми ледниковыми образованиями. — В сб.: Ледниковый морфогенез. Рига, «Зинатне», 1972б, 19—39.
Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. — В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961, 25—71.
Гуделис В. К. О реакции земной коры на процессы гляциации и дегляциации. — Материалы совещания по неотектоническим движениям. Тарту, 1960, 19—29.
Гуделис В. К. О возможностях определения основных показателей новейших тектонических движений в условиях Прибалтики. — В сб.: Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964, 105—115.
Гуделис В. К. (ред.). Кристаллические руководящие валуны Прибалтики, «Минтис», 1971. 95 с.
Гуделис В. К. Современные, после- и позднеледниковые движения земной коры Прибалтики. — В сб.: Современные движения земной коры. Тарту, 1973, 5, 291—301.
Даниланс И. Я. Пыльцевые зоны миндель-рисских отложений бассейна р. Летижа и их сопоставление с аналогичными зонами в других районах. — В сб.: Палинология в геологических исследованиях Прибалтики. Рига, «Зинатне», 1966, 36—44.
Даниланс И. Я. Четвертичные отложения Латвии. Рига, «Зинатне», 1973. 312 с.
Данилов И. Д. Корреляция плейстоценовых отложений севера Русской равнины и Западной Сибири. — В сб.: Корреляция новейших отложений Севера Евразии. Материалы к симпозиуму. Л., 1970, 66—70.
Данилов И. Д., Недешева Г. Н., Смирнова П. И. К вопросу о ледово-плейстоценовых отложениях Латвии. — Материалы V конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, «Периодика», 1968, 236—245.
Дилакторский Н. Л. К вопросу о методике термического анализа. — «Труды 4-го совещания по экспериментальной минералогии и петрографии». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1953, **2**, 88—96.
Димитрова Р. И. Исследование природы усадки глинистых грунтов. Автореферат канд. дисс. МГУ, 1974. 26 с.
Евтеев С. А. Геологическая деятельность ледникового покрова Восточной Антарктиды. — В сб.: Результаты исследований по программе МГГ. Гляциология № 12. М., «Наука», 1964. 120 с.
Евтеев С. А. Строение краевых частей ледниковых покровов и формирование конечно-моренных образований. — В сб.: Тепловой и водный режим снежно-ледниковых толщ. М., «Наука», 1965, 213—221.
Желнин А. Г. Изучение вертикальных движений земной коры в Эстонской ССР методом повторных нивелировок. — Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, 1960, 76—87.
Желнин Г. А. Точность и возможности метода повторного нивелирования. — В сб.: Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964, 17—24.
Зверева Т. С. Превращение слюдистых минералов в дерново-карбонатной почве. — Доклады к VIII международному конгрессу почвоведов. Физика, химия и минералогия почв СССР. М., «Наука», 1964а.
Зверева Т. С. Формы глинистых образований и высокодисперсные минералы в дерново-карбонатных почвах. — Почвоведение, 1964б, 11, 34—44.
Зверева Т. С. Минералогический и химический состав дерново-карбонатных и подзолистых почв, развитых на разных породах. — Автореферат канд. дисс. Агрофизический научно-исслед. ин-т, Л., 1966. 22 с.
Знаменская О. М., Черемисинова Е. А. Распространение мгинского межледникового моря и основные черты его палеогеографии. — В сб.: Вопросы стратигра-

фии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Гостоптехиздат, М., 1962, 140—160.
Ильвес Э., Лийва А., Пуннинг Я.-М. Радиоуглеродный метод и его применение в четвертичной геологии и археологии Эстонии. Таллин, изд. АН ЭССР, 1974. 231 с.
Исаченков В. А. Формирование рельефа северо-запада Русской равнины. Автореферат докт. дисс. М., 1975. 49 с.
Каган А. А., Солодухин М. А. Моренные отложения Северо-Запада СССР. М., «Недра», 1971. 136 с.
Кала Э. О возрасте тискреских слоев по материалам острова Хийумаа. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1972, **21**, 3, 276—278.
Кальо Д. Л. (ред.). Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», 1970. 343 с.
Каплан А. А., Хазанович К. К. К вопросу об истории развития Локновского поднятия. — В сб.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1969, 101—113.
Карукяпп Р. Особенности формирования ледникового рельефа Карулаской возвышенности. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1975, **24**, 2, 145—151.
Карукяпп Р. Я., Мийдел А. М. О строении и особенностях формирования некоторых типов предфронтальных краевых ледниковых образований Северной Эстонии. — Материалы Всесоюзного IV межведомственного совещания по изучению краевых образований материкового оледенения. Рига, 1972, 86—103.
Качинский Н. А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М., Изд-во АН СССР, 1958. 192 с.
Каяк К. Ф. Геология долины р. Вяйке-Эмайыги.— Уч. записки Тартуского гос. университета. Тарту, 1959, вып. 75, 155—184.
Каяк К. Ф. О краевых ледниковых образованиях Юго-Восточной Эстонии. — «Труды Комиссии по изуч. четв. периода». М., 1963, XXI, 66—75.
Каяк К. Ф. Особенности геологического строения краевых ледниковых образований в Эстонии. — В сб.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, «Минтис», 1965а, 59—64.
Каяк К. Ф. К геологии Саадъярвского друмлинового поля. — В сб.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965б, 23—29.
Каяк К. Ф. Геоморфология. — В кн.: Гидрогеология СССР, т. XXX, Эстонская ССР. М., «Недра», 1966, 51—58.
Каяк К. Древний рельеф Эстонии. Тезисы докладов VII научной конференции геологов Прибалтики и Белоруссии. Таллин, 1970, 158—161.
Каяк К., Кессел Х., Лийвранд Э. и др. Местная рабочая стратиграфическая схема четвертичных отложений Эстонии. В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений Прибалтики (к Межведомственному стратиграфическому совещанию. Вильнюс, май 1976 г.). Вильнюс, 1976, 4—52.
Каяк К. Ф., Лийвранд Э. Д. О нижне- и среднеплейстоценовых отложениях Эстонии. — В сб.: Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М., «Наука», 1967, 149—157.
Каяк К., Пуннинг Я.-М., Раукас А. Новые данные о геологии разреза Карукюла (Юго-Западная Эстония). — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1970, **19**, 4, 350—357.
Квасов Д. Д., Малаховский Д. Б. Дочетвертичные речные системы северо-запада Восточно-Европейской равнины. — Материалы семинара «Природа, береговые образования и история развития внутренних водоемов и морей Восточной Прибалтики и Карелии». Петрозаводск, 1971, 8—9.
Кессел Х. Я. Краткий обзор стратиграфии верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений Балтийского моря в Эстонии. М., Ин-т океанологии АН СССР. Инф. бюлл., 1975, 3, 54—65.
Кессел Х., Мийдел А. О поздне- и послеледниковых движениях земной коры на территории Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1973, **22**, 3, 257—264.
Кессел Х. Я., Порк М. И. К биостратиграфии донных отложений Балтики в пределах Эстонии. — В сб.: Палинологические исследования в Прибалтике. Рига, «Зинатне», 1971, 98—110.
Кессел Х., Пуннинг Я.-М. О распространении и стратиграфии отложений Ольдиевого моря на территории Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1969, **18**, 2, 154—163.
Кессел Х. Я., Раукас А. В. Прибрежные отложения Анцилового озера и Литоринового моря в Эстонии. Таллин, «Валгус», 1967. 134 с.
Клеесмент А. Э. Литология и литостратиграфия нижнего девона и эйфельского яруса (D_2) Эстонии. Автореферат канд. дисс. Таллин АН ЭССР, 1969. 33 с.

Климашаускас А. Ю. Закономерности изменения гранулометрического и минералогического состава разновозрастных морен Южной Литвы. Автореферат канд. дисс. Вильнюс, Вильнюсский гос. ун-т, 1966. 17 с.
Климашаускас А. Ю., Гайгалас А. И. Минералого-петрографические исследования древней коры выветривания мезоплейстоценовой морены в обнажении реки Алове. — «Труды АН Лит. ССР. Сер. Б», 1963, 2 (33), 131—146.
Коломыц Э. Г. Некоторые наблюдения над формированием конечных морен в условиях современного покровного оледенения Новой Земли. — «Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва, 2, 95, 115—125.
Кондратене О. П. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных. — В сб.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена Юго-Восточной Литвы. Вильнюс, 1965, 189—261.
Кондратене О. П. О типах пыльцевых диаграмм мяркинского (микулинского, рисс-вюрмского) межледниковья Литвы и вопросы их одновозрастности. — В сб.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М., «Наука», 1973, 44—48.
Коншин Г. И., Петрографический состав и ориентировка галечно-гравийного материала морен Латвийской ССР. Автореферат канд. дисс. Вильнюс, Вильнюсский гос. ун-т, 1965. 22 с.
Коптев А. И. Некоторые закономерности в распределении минералогического состава антропогеновых отложений области древнего оледенения Европы. — В сб.: Материалы по генезису и литологии четвертичных отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961, 161—181.
Крашенинников Г. Ф. О генетических типах осадочных образований. — «Изв. АН ССР. Сер. геол.», 1968, 5, 127—133.
Куршс В. М. Минеральное сырье для производства нерудных строительных материалов. Рига, «Зинатне», 1963. 154 с.
Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН ССР, 1960. 233 с.
Лаврова М. А., Гричук М. П. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях. — «Докл. АН СССР», 1960, 135, 6, 1472—1475.
Лаврушин Ю. А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М., «Наука», 1969. 179 с.
Лаврушин Ю. А. Опыт выделения фаций и субфаций в донной морене материкового оледенения. — «Литол. и полезн. ископаемые», 1970а, 6, 38—49.
Лаврушин Ю. А. Отражение динамики движения ледника в строении донной морены. — «Литол. и полезн. ископаемые», 1970б, 1, 115—120.
Лаврушин Ю. А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. Автореферат докт. дисс. М., Геологический ин-т АН СССР, 1973. 50 с.
Лаврушин Ю. А., Ренгартен Н. В. Основные черты ледового типа литогенеза. — «Литол. и полезн. ископаемые», 1974, 6, 21—32.
Левков Э. А. Исследование вещественного состава песчано-гравийно-галечных отложений Белоруссии в связи с их использованием в народном хозяйстве. — Автореферат канд. дисс. Минск, АН БССР, 1965. 28 с.
Либлик Т., Раукас А., Ханг Э. Геоморфология и палеогеография четвертичного периода. — В кн.: О развитии географии в Эстонской ССР 1960—1968. Таллин, 1970, 40—72.
Лийва А., Ильвес Э., Пуннинг Я.-М. Список радиоуглеродных датировок Института зоологии и ботаники Академии наук Эстонской ССР. — «Изв. АН ЭССР. Сер. Биологическая», 1966, 15, 1, 112—121.
Лийвранд Э. О применении флористического анализа и метода вариограмм при интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа на примере разреза Харимяэ (Южная Эстония). — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1969, 18, 2, 107—112.
Лийвранд Э. Д. Палинологическая характеристика послемикулинских интерстадиальных отложений разреза Отепя (Юго-Восточная Эстония). — В сб.: Палинологические исследования в Прибалтике. Рига, «Зинатне», 1971, 57—66.
Лийвранд Э. Д. Палинологическая характеристика и корреляция межледниковых отложений разреза Карукюла. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1972а, 21, 4, 358—367.
Лийвранд Э. Д. Применение спорово-пыльцевого анализа для обоснования биостратиграфического расчленения плейстоценовых отложений Эстонии. — Автореферат канд. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1972б. 33 с.
Лийвранд Э. О возрасте Валгутаских межморенных отложений Юго-Восточной Эстонии по палинологическим данным. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1974, 23, 1, 54—58.

Лийвранд Э. Д. Переотложенные пыльца и споры в плейстоценовых отложениях и их роль в стратиграфии. В кн.: Палинология в континентальных и морских геологических исследованиях. Рига, «Зинатне», 1976, 166—178.
Лийвранд Э., Вальт И. Результаты спорово-пыльцевого анализа межморенных морских отложений на острове Прангли (Эстония). — «Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода», М., «Наука», 1966, 31, 117—119.
Лийвранд Э., Саарсе Л. Геологическая и палинологическая характеристика верхнеплейстоценовых отложений местонахождения Пээду. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1976, 25, 4, 334—342.
Лисица В. Д. Химико-минералогический состав и петрографическая характеристика дерново-подзолистых почв и почвообразующих пород Белорусского поозерья. — Автореферат. канд. дисс. Минск, АН БССР, 1970. 33 с.
Лисицын А. П. К обработке результатов механического анализа морских осадков. — «Труды Ин-та океанологии АН СССР», М., 1956, 19, 262—287.
Лоог А. О литологии песчано-алевритовой толщи пакерортского горизонта на полосе выхода. — Ученые записки Тартуского гос. ун-та. Труды по геологии V, Тарту, вып. 221, 1968, 49—74.
Лукашев К. И. Генетические типы и фации антропогеновых отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1960. 368 с.
Лукашев К. И., Астапова С. Д. Изменение литолого-минералогического состава морен в процессе почвообразования. — «Почвоведение», 1970, 7, 107—113.
Лыокене Э. Геоморфология северной части Сакалаской возвышенности. — Уч. записки Тартуского гос. ун-та. Труды по геологии I. Тарту, 1959, вып. 75, 119—154.
Лыокене Э. Четвертичная геология северной и средней частей Сакалаской возвышенности. Автореферат канд. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1961. 40 с.
Максимов Е. В. Абсолютная хронология стадий сокращения горных ледников. — «Советская геология», 1966, 3.
Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А., Рухина Е. В. Верхнечетвертичные отложения (Северо-Запад Европейской части СССР). Микулинский (мгинский) горизонт. — В сб.: Геоморфол. и четвертичн. отлож. Сев-Зап. Европ. части СССР. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Л., «Наука», 1969, 111—133.
Малаховский Д. Б., Спиридонова Е. А., Котлукова И. В. и др. Валдайский горизонт (Северо-Запад Европейской части СССР). — В сб.: Геоморфол. и четвертичн. отлож. Сев.-Зап. Европ. части СССР. Ленинградская, Псковская и Новгородская области. Л., «Наука», 1969, 133—177.
Марков К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. — «Труды Главного геолого-разведочного управления ВСНХ СССР», М.—Л., 1931, вып. 117. 256 с.
Мартин Л. Полевые опытные нагрузки на морене в Эстонии. — В сб.: Прибалтийская геотехника I. Каунас, 1968, 115—119.
Мартин Л. Морена как строительное основание. — В сб.: Прибалтийская геотехника, II. Таллин, 1972, 48—51.
Матвеев А. В. Особенности литолого-минералогического состава разновозрастных морен в бассейне Березины (Днепровской) и их значение для стратиграфии. Автореферат канд. дисс. Минск, АН БССР, 1966. 20 с.
Матвеев А. В. Ледниковые отложения антропогена Белоруссии (Условия залегания, вещественный состав, литогенез). Автореферат докт. дисс. Вильнюс, Вильнюсский ун-т, 1975. 57 с.
Материалы Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части СССР. Л. Изд-во ВСЕГЕИ, 1964. 53 с.
Махнач Н. А. Стратиграфическое значение растительности раннего и среднего антропогена Белоруссии. — В сб.: Материалы по антропогену Белоруссии. Минск, 1961, 116—158.
Менс К., Пиррус Э. Новые данные о возрасте тискреских слоев по материалам северо-западных разрезов Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1972, 21, 3, 278—281.
Мещеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., «Наука», 1965. 388 с.
Мийдел А. О связи между современными движениями земной коры и эрозионно-аккумулятивной деятельностью рек Эстонии. — «Изв. АН ЭССР Сер. Физ.-мат. и техн. наук», 1966а, 15, 1, 121—133.
Мийдел А. М. О древних (погребенных) долинах Эстонии. Вопросы региональной палеогеоморфологии. — Тезисы рег. докл. палеогеоморф. совещания VI Пленума Геоморф. ком. Отд. наук о Земле АН СССР, Уфа, 1966б, 47—48.

Мийдел А., Паап Ю., Раукас А., Ряхни Э. К вопросу о происхождении Вайвараских Синих гор (Северо-Восточная Эстония). — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1969, 18, 4, 370—376.
Мишагова Э. Д., Левков Э. А. Минералого-петрографический состав песчано-гравийно-галечных отложений Белоруссии и вторичные процессы в них. — Бюлл. научно-техн. информации. Литология, вещественный состав и методика изучения отложений на территории БССР. М., 1966, вып. 2 (Министерство геологии СССР, Ин-т геол. наук БССР).
Можаев Б. Н. История развития новейшего тектонического развития северо-запада Русской равнины. — «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1969, 2, 96—100.
Мойски Ю. Э., Жеховский Я. Достижения в литологических исследованиях четвертичных пород Восточной Польши. — «Изв. АН БССР. Сер. хим. наук», 1967, 2, 80—96.
Москвитин А. И. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1950.
Мююрисепп К. К. Глауконит. — В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, 307—313.
Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, «Валгус», 1966. 199 с.
Мянниль Р. П., Пиррус Р. О. Разрезы позднеледниковых отложений у Хальяла и Выру. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1963, 12, 95—105.
Нейштадт М. И. О подразделении позднечетвертичной (послевалдайской или голоценовой) эпохи в СССР и Европе. — «Материалы по четвертичному периоду СССР», 1952, вып. 3, 25—38.
Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1946, т. 21, вып. 4, 25—64.
Николаев Н. И. Опыт построения генетической классификации экзогенных физико-геологических процессов. — «Труды Комисс. по изуч. четвертичн. периода АН СССР», 1948, т. 7, вып. 1, 3—15.
Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат. 1952. 392 с.
Орвику Каарел К. О накоплении валунов на морских берегах Эстонии. — «Океанология», 1965, 5, 2, 316—321.
Орвику К. К. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. — «Изв. АН ЭССР», 1955, 4, 2, 233—243.
Орвику К. К. Стратиграфическая схема антропогеновых (четвертичных) отложений территории Эстонской ССР. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1956, 1, 105—112.
Орвику К. К. О работах академика Ф. Б. Шмидта по четвертичной геологии Северной Эстонии. — «Труды Ин-та геологии АН ЭССР», 1958а, 3, 27—45.
Орвику К. К. Антропогеновая система. — В кн.: Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Таллин, 1958б. 46 с. (Ин-т геологии АН ЭССР).
Орвику К. К. Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. — «Труды Ин-та геологии АН ЭССР», 1958в, 3, 213—253.
Орвику К. К. Некоторые вопросы геоморфологии Эстонии. — М., 1960а. 17 с. (Академия наук СССР, Отделение геолого-геоморфологических наук. Геоморфологическая комиссия).
Орвику К. К. Геоморфология. — В кн.: Геология СССР, т. XXVIII, Эстонская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960б, 209—231.
Орвику К. К. О неотектонических движениях в Эстонской ССР на основе геологических данных. — Материалы совещания по вопросам неотектонических движений в Прибалтике. Тарту, 1960в, 120—143.
Орвику К. Четвертичная система (антропогеновые отложения). — В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960д, 166—194.
Орвику К. К. Геологическое строение друмлинов Эстонии. — Материалы совещания по изучению четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1961а, т. II, 64—72.
Орвику К. К. О литологии морен Эстонии. — Материалы совещания по изучению четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1961б, т. II, 73—77.
Орвику К. К. Влияние поднятия земной коры на геолого-геоморфологическое развитие территории Эстонии в позднеледниковое время и в голоцене. — В сб.: Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., «Наука», 1969, 163—171.
Орвику К. К., Пиррус Р. О. Межморенные органогенные отложения в Карукюла (Эстонская ССР). — В сб.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965, 3—21.

Орвику Л. Ф. Новые данные о геологии озера Выртсъярв. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1958, 3, 269—293.
Оя А. А. Микроморфология минералогический состав почв на желто-серой карбонатной морене. Автореферат канд. дисс. Л.—Пушкин, Ленинградский сельскохозяйственный ин-т, 1975. 19 с.
Пааскиви Л. Б. Геологическое строение и история развития Хаанья-Локновского и Мынистеского поднятия. — В сб.: Вопросы разведочной геофизики. Л., 1966. вып. 5, 86—97.
Павлов А. П. Генетические типы материковых образований ледниковой и послеледниковой эпохи. — «Изв. Геол. комитета», 1888, 7, 243—262.
Павлов А. П. О рельефе равнин и его изменении под влиянием работы подземных и поверхностных вод. — Землеведение, 1898, 5.
Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. Реконструкция и модели. — Опытный макет атласа-монографии. М. 1973. 259 с. (Ин-т географии АН СССР).
Пальмре Х. Г. Глины. — В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1960, 350—371.
Парфенова Е. И., Ярилова Е. А. К вопросу о лессиваже и оподзоливании. — «Почвоведение», 1960, 9, 1—15.
Пенк В. Морфологический анализ. М., Гос. изд. географической литературы. 1961. 356 с.
Пиррус Р. Стратиграфическое расчленение позднеледниковых отложений Южной Эстонии по данным спорово-пыльцевого анализа. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1969, 18, 2, 181—191.
Пиррус Р. О. О результатах количественного видового анализа пыльцы и спор изучении позднеледниковых отложений на примере разреза Вязусти (Южная Эстония). — В сб.: Палинологические исследования в Прибалтике. Рига, «Зинатне». 1971, 127—135.
Пиррус Р. О., Раукас А. В. О характере и времени освобождения территории Эстонии от ледников последнего оледенения. — «Труды по четвертичной геологии». Рига, 1969, 4, 47—57.
Пиррус Э. А. Возможности прогноза керамических свойств ленточных глин Эстонской ССР на основе гранулометрических данных. — «Труды Ин-та геологии АН ЭССР», 1963, 12, 67—81.
Пиррус Э. А. Карбонаты ленточных глин Эстонии. — В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, 101—121. (Ин-т геологии АН ЭССР).
Пиррус Э. А. Закономерности изменения оптических свойств ориентированных агрегатов ленточных глин Эстонии. — В сб.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965а, 61—73. (Ин-т геол. АН ЭССР).
Пиррус Э. А. О внутрисезонной слоистости ленточных глин. — В сб.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965б, 73—85. (Ин-т геологии АН ЭССР).
Пиррус Э. А. Литология ленточных глин Эстонии. Автореферат канд. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1966. 29 с.
Пиррус Э. Ленточные глины Эстонии. — Таллин, «Валгус», 1963. 143 с. (Ин-т геол. АН ЭССР).
Пиррус Э. Закономерности глинистых минералов в вендских и кембрийских отложениях Восточной Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1970, 19, 3, 322—333.
Пиррус Э. А., Раукас А. В. Сравнительная литолого-минералогическая характеристика мелких фракций морен и ленточных глин Эстонской ССР. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1963а, 12, 39—67.
Пиррус Э. А., Раукас А. В. О минеральном составе мелких фракций ленточных глин и морен Эстонской ССР. — Информ. бюлл. IV пленума Комиссии по изучению глин. М., 1963б, 77—80.
Побул Э. А. О строении кристаллического фундамента по данным геофизики. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1962, 10, 309—318.
Побул Э., Сильдвээ Х. О разрывных нарушениях кристаллического фундамента Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1973, 22, 1, 51—57.
Побул Э. А., Сильдвээ Х. Х. О блоковом строении кристаллического фундамента Эстонии. — В сб.: Современные движения территории Прибалтики. Тарту, 1975, 64—73. (изд. АН ЭССР).
Полканов А. А. Геология хогландия-иотния Балтийского щита. — «Труды ЛАГЕД», 1956, вып. 6. 122 с.
Полынов Б. Б. Кора выветривания, ч. 1. Л., Изд. АН СССР. 1934.
Полякова Н. В., Побул Э. А. О строении кристаллического фундамента Южного склона Балтийского щита. — Информ. сборник ВСЕГЕИ. Геофизика, 1960, 34, 2, 41—47.

Пуннинг Я.-М. К. Применение радиоуглеродного метода для изучения истории покровного оледенения в верхнем плейстоцене и эволюции древнебалтийских водоемов в раннем и среднем голоцене на территории Прибалтики. Автореферат канд. дисс. АН ЭССР, Таллин, 1969. 25 с.

Пуннинг Я.-М. О погрешностях радиоуглеродного метода и о контроле достоверности полученных дат. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1970, **19**, 3, 238—243.

Пуннинг Я.-М., Лийва А., Ильвес Э. Список радиоуглеродных датировок Института зоологии и ботаники АН ЭССР. — «Изв. АН ЭССР. Биология», **17**, 4, 417—426.

Пуннинг Я.-М., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. Геохронология последнего оледенения Русской равнины в свете новых радиоуглеродных датировок ископаемых озерно-болотных отложений Прибалтики. — Материалы II симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967, 139—147.

Пуннинг Я.-М., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. Карукюлаские межледниковые отложения Русской равнины (Стратиграфия и геохронология). — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, **10**, 148—151.

Пуура В., Мардла А. Структурное расчленение осадочного чехла в Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1972, **21**, 1, 72—78.

Пярна К. Т. Геология Балтийского приледникового озера и больших местных приледниковых озер на территории Эстонии. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1960, **5**, 268—278.

Пярна К. Т. О геологии Балтийского приледникового озера и крупных местных приледниковых озер на территории Эстонии. Автореферат канд. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1962, 21 с.

Рандярв Ю. Современные движения земной коры в Прибалтике. — «Докл. АН СССР», 1966, **168**, 2, 412—415.

Рандярв Ю. Характер и скорости современных движений земной коры в Прибалтике. — В сб.: Современные движения земной коры. М., 1968а, 3, 200—210.

Рандярв Ю. Ю. Исследование современных вертикальных движений земной коры в Прибалтике геодезическим методом. Автореферат канд. дисс. М., Ин-т физики земли, 1968б, 30 с.

Раукас А. Минералогия морен Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук», 1961а, **10**, 3, 244—258.

Раукас А. В. Литология и минералогия основных морен Эстонской ССР. Автореферат канд. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1961б. 26 с.

Раукас А. Закономерности распределения галек в моренах Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук», 1962а, II, 2, 140—153.

Раукас А. В. Морены как почвообразующие породы в Эстонской ССР. — Сб. научных трудов ЭСХА. Труды по почвоведению и агрохимии, Тарту, 1962б, **24**, 54—67.

Раукас А. Распространение руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР. — «Изв. АН ЭССР. Сер. физ.-мат. и техн. наук», 1963а, **12**, 2, 198—211.

Раукас А. В. Литология разновозрастных морен Эстонской ССР. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1963б, **12**, 3—21.

Раукас А. Опыт применения минералогического анализа при исследовании четвертичных отложений Эстонии. — Уч. зап. Тартуского ун-та. Труды по геологии. Тарту, 1965а, 3, 68—79.

Раукас А. В. Применение литологического метода исследования для выяснения вопросов стратиграфии четвертичного периода. — В сб.: Основные проблемы изучения четв. периода. М., «Наука», 1965б, 470—477.

Раукас А. В. Эстонская ССР. — В кн.: Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М., «Наука», 1969, 137—142.

Раукас А. В. Формирование плейстоценовых отложений и гляцигенных форм рельефа Эстонии. Автореферат докт. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1972. 61 с.

Раукас А. О генезисе морен Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1973, **22**, 1, 65—71.

Раукас А., Лийвранд Э. Плейстоценовые отложения в разрезе скважины Вяэна-Йыесуу (Северная Эстония) и их генезис. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.». 1971, **20**, 1, 60—72.

Раукас А. В., Рейнтам Л. Ю. Гранулометрический состав и некоторые физико-химические свойства основной морены последнего оледенения в Эстонии. — В сб. Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965, 31—44.

Раукас А., Ряхни Э. К вопросу об отступании материкового льда последнего оледенения с территории Эстонской ССР. — Ежегодник Эстонского географического об-ва 1964—1965. Таллин, 1966, 5—17.

Раукас А., Ряхни Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1969, 18, 2, 113—127.
Раукас А. В., Ряхни Э. Э., Мийдел А. М. Краевые ледниковые образования Северной Эстонии. — Таллин, «Валгус», 1971. 226 с.
Раукас А. В., Серебрянный Л. Р., Пуннинг Я.-М. Об абсолютном возрасте краевых зон и эволюции оледенения на северо-западе Русской равнины в позднем плейстоцене. — Тезисы докл. Всес. межведомств. совещ. по изуч. краевых образов. материк. оледенения. Смоленск, 1968, 29—31.
Рейер А. Х. Минералогия глин Балтийской серии в окрестности Таллина. Автореферат канд. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1967. 26 с.
Резолюция регионального совещания по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии, состоявшегося в г. Вильнюс и Каунас 14—19 XI 1955 г. и объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии. — Научные сообщения Ин-та геологии и географии АН Лит. ССР. Вильнюс, 1957, 4, 421—437.
Рейнтам Л. Ю. О буферности дерново-подзолистых почв Юго-Восточной Эстонии. — Сб. научных трудов ЭСХА. Тарту, 1956, 2, 31—45.
Рейнтам Л. Ю. Некоторые данные о механическом составе почв Юго-Восточной Эстонии. — Сб. научных трудов ЭСХА. Тарту, 1957, 3, 17—27.
Рейнтам Л. Ю. О морфологии и свойствах дерново-подзолистых почв Эстонской ССР. — Сб. научных трудов ЭСХА. Тарту, 1962, 24, 95—108.
Рейнтам Л. Ю., Раукас А. В. Об изменениях механического, минералогического и химического состава дерново-подзолистых почв на карбонатной красно-бурой морене. — Почвоведение, 1965, 3, 29—38.
Рейнтам Л. Ю., Раукас А. В. О минералогическом составе некоторых дерново-подзолистых почв Эстонии.— Сб. научных трудов ЭСХА. Труды по почвоведению. Тарту, 1966, 49, 65—79.
Ремезов Н. П., Смирнова К. М., Быкова Л. Н. Некоторые итоги изучения роли лесной растительности в почвообразовании. — «Вестник МГУ», 1949, 6, 137—149.
Рухина Е. В. О некоторых особенностях гранулометрического состава моренных отложений. — «Вестник ЛГУ. Сер. геология и география», 1959, 18, 3, 21—30.
Рухина Е. В. Литология моренных отложений. — Изд-во ЛГУ, 1960. 142 с.
Рухина Е. В. Литология ледниковых и водно-ледниковых отложений области валдайского оледенения. Автореферат докт. дисс. ЛГУ, 1965.
Рухина Е. В. Литология озерно-ледниковых отложений, слагающих звонцы. — В сб.: История озер. Труды Всесоюзного симпозиума по основным проблемам пресноводных озер. Вильнюс, 1970, т. 2, 536—543.
Рухина Е. В. Литология ледниковых отложений. — Л., «Недра», 1973. 176 с.
Рыук А.-М. О текстурах морен в друмлинах Средней Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.» 1974, 23, 2, 149—160.
Ряхни Э. О морфологии озов в пределах Пандивереской возвышенности Эстонской ССР. — Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Литовской ССР. Вильнюс, 1957, 4, 363—369.
Ряхни Э. Э. О генезисе озов Северной Эстонии. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1960, 5, 259—268.
Ряхни Э. Э. Геохронология ленточных глин северо-восточной Эстонии. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1963, 12, 81—94.
Ряхни Э. Э. О камах Северной Эстонии. — В сб.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965, 45—60.
Ряхни Э. Э. Озы и краевые образования последнего оледенения на Пандивереской возвышенности (Эстонская ССР). — Автореферат канд. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1967. 32 с.
Ряхни Э. О блоковых неотектонических движениях на территории Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1973, 22, 4, 331—340.
Саарсе Л. Состав и геотехнические свойства отдельных типов озерно-ледниковых глинистых отложений Южной Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1976, 25, 1, 46—52.
Саарсе Л., Утсал К. Рентгеноструктурная характеристика озерно-ледниковых глин Южной Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1974, 23, 3, 244—253.
Саввaитов А. С. Состав мелкообломочного материала морен и его изменения на территории Латвийской ССР. Автореферат канд. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1965. 24 с.
Сергеев Е. М. Грунтоведение. М., 1959. 334 с.
Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. Трансбалтийские корреляции краевых ледниковых образований позднего плейстоцена. — В сб.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966, 12—27.

Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. Сопоставление готигляциальных краевых ледниковых образований во впадине Балтийского моря и прилегающих к ней странах. — «Baltica» 3, Вильнюс, 1967, 235—250.
Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. Новые пути и методы изучения ледниковой истории Русской равнины в верхнем плейстоцене. — Географический сборник. М., ВИНИТИ, 1970, 4, 117—137.
Серебрянный Л. Р., Раукас А. В., Пуннинг Я.-М. К истории развития оледенения на северо-западе Русской равнины в верхнем плейстоцене. — Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. М., 1969, 15, 167—181.
Сильдвээ Х., Мийдел А., Желнин Г. К проблеме дифференциации современных движений земной коры Эстонии. — Современные движения земной коры. Тарту, 1973, 5, 302—308.
Спицын А. Н. Некоторые закономерности обработки и переноса тяжелых минералов на примере четвертичных отложений Кольского п-ова. Автореферат канд. дисс. М., Московский геологоразведочный ин-т, 1964. 22 с.
Суздальский О. В. Шельфовая формация Субарктики (опыт единой генетической классификации морских и континентальных отложений). — В сб.: Материалы к пробл. геол. поздн. кайнозоя. Л., 1969, 110—114.
Тамме А. Э. О минералогии наровского горизонта. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1962, 10, 251—260.
Тамме А. Э. Литологическая характеристика наровского горизонта Эстонии. — В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964, 19—31.
Ульст В. Г., Майоре Я. Я. Стратиграфическое расчленение ледниковых отложений запада Европейской части СССР по окатанности зерен роговой обманки. — В сб.: Вопросы четвертичной геологии. Рига, 1964, 3, 33—61.
Утсал К. О рентгенографическом исследовании глинистых минералов среднедевонских отложений Эстонии.— Ученые записки Тартуского гос. ун-та. Труды по геологии. 1968, вып. 221, 5, 3—32.
Утсал К. Р. Рентгенографическое исследование глинистых минералов среднедевонских отложений Эстонии. Автореферат канд. дисс. Тарту. Тартуский гос. ун-т. 1969. 24 с.
Уттер Л. Р. Попытка геологической интерпретации схемы изобаз территории Эстонской ССР. — В сб.: Современные и новейшие движения земной коры в Прибалтике. Вильнюс, 1964, 95—100.
Фролов В. Т. Опыт выделения и систематики генетических типов морских отложений. — «Вестник Моск. ун-та. Геология», 1968, 6, 29—41.
Хейнсалу Ю. И. Карстовые явления четвертичного периода в Эстонской ССР. Автореферат канд. дисс. Таллин, АН ЭССР, 1959, 27 с.
Хейнсалу Ю., Андра Х. Трещиноватость в районе сланцевых шахт Эстонии и геофизические методы ее исследования. — Таллин, «Валгус», 1975. 116 с.
Хейнсалу Ю., Сильдвээ Х. О связях между неотектоническими и современными дифференцированными движениями и зонами разломов в Северо-Восточной Эстонии. — «Изв. АН ЭССР. Хим. Геол.», 1971, 20, 3, 260—266.
Хинт И. О песках, пригодных для производства силикальцитных изделий. — Бюллетень научно-технической информации. «Силикальцит» Таллин, 1959, 1/2, 14—56.
Цапенко М. М. Основные вопросы геологии и палеогеографии антропогена Белоруссии. Автореферат докт. дисс. М., ГИН АН СССР, 1965. 35 с.
Черемисинова Е. А. Диатомовые морских межледниковых отложений Эстонской ССР. — «Докл. АН СССР», 1961, 141, 3, 698—700.
Шанцер Е. В. К учению о фациях континентальных осадочных образований. — Бюлл. Комисс. по изуч. четвертичн. периода. 1948, 13, 5—20. (АН СССР).
Шанцер Е. В. Генетические типы четвертичных континентальных осадочных образований. — Материалы по четвертичному периоду СССР. М., Изд-во АН СССР, 1950, вып. 2, 178—191.
Шанцер Е. В. О понятии генетический тип отложений и его значении для геологии континентальных осадочных образований. — Тезисы докладов к Всесоюзному совещанию по изучению четвертичного периода. Секция генетических типов четвертичных отложений. Новосибирск, 1964, 3—4.
Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. — «Труды Геол. ин-та АН СССР», М., «Наука», 1966, вып. 161. 239 с.
Шанцер Е. В. О принципах генетической классификации континентальных осадочных образований. — В сб.: Генезис и классификация осадочных пород. М., «Наука» 1968, 35—40.
Шмидт Ф. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных летом 1882 г. по поручению Геологического комитета. — «Изв. Геол. ком.», 1883, 2, 5, 107—123.

Шмидт Ф. О результатах геологических экскурсий, произведенных летом 1893 г в Эстляндской губернии и на острове Эзель. — «Изв. Геол. ком.», 1894, 13, 1, 59—63.
Шульц С. С. О связи рельефа и новейшей тектоники со структурой северо-западной и западной частей Русской платформы. — «Труды лаборатории аэрометодов», 1958, 6, 62—84.
Эльтерман Г. Ю., Раукас А. В. Некоторые примеры сопоставления макроскопически сходных разновозрастных морен на основе их литологического изучения. — «Труды Ин-та геол. АН ЭССР», 1963, 12, 23—37.
Юргайтис А. А. Генетические типы и литология песчано-гравийных отложений Литовской ССР. Вильнюс, «Минтис», 1969. 174 с.
Юргайтис А. А., Левков Э. А. Петрографический состав четвертичных песчано-гравийных пород Прибалтики и Северной Белоруссии. — «Литология и полезные ископаемые», 1973, 5, 58—66.
Юргенсон Э. Распространение и состав терригенного материала. — В кн.: Силур Эстонии. Таллин, «Валгус», 1970, 68—96.
Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. — «Труды ВСЕГЕИ, нов. серия», Л., Госгеолтехиздат, 1956, 17.
Яковлева С. В. Исследование ледниковых валунов. — В кн.: Методическое руководство по изуч. и геол. съемке четв. отложений. ч. 2. М., Госгеолтехиздат, 1955, 176—196.
Яковлева С. В. Исследование ледниковых валунов. — В кн.: Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четв. отложений. М., Изд-во АН СССР, 1957.
Яковлева С. В. Успехи в области четвертичной геологии, достигнутые с помощью изучения ледниковых валунов в СССР. — Материалы по генезису и литологии четв. отл. Минск, Изд-во АН БССР, 1961, 82—89.

Andersen, S. T. New investigations of interglacial fresh-water deposits in Jutland. — «Eiszeitalter und Gegenwart», 1957, 8, 181—186.
Andersen, S. T. Vegetation and its environment in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). — «Danmarks Geologiske Undersøgelse». 1961, 2 raæekke, 75. 175 p.
Andersen, S. T., de Vries, H., Zagwijn, W. H. Climatic change and radiocarbon dating in the Weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. — «Geologie en mijnbouw», 1960, 39, 2, 38—42.
Arold, I. Haanja — mägede maa. — «Eesti Loodus», 1968, 4, 193—199.
Barkla (Palmre), H. The Drumlins of Türi (Estonia). — Tartu Ülikooli Geol. Inst. Toim., 1935, 48, 11 lk.
Bekker, H. Otepää künklise moreenmaastiku geomorfoloogiline kirjeldus ja järvede tekkimine selles maastikus. — Tartu, «Rahvaülikool», 1919. 50 lk.
Blake, W. Radiocarbon age determinations from the Karuküla site, Southwestern Estonia, USSR. — Geol. Surv. Can. «Report of Activities», 1975, paper 75-1, part B, 123—127.
Boulton, G. S. Flow tills and related deposits of some Westspitsbergen glaciers. — «Journal of Glaciology», 1968, 7, 391—412.
Boulton, G. S. Till genesis and fabric in Svalbard. — In: Goldthwait, R. P. (ed.). Till — a symposium. Ohio, Ohio State University Press, 1971, 41—72.
Boulton, G. S. Criteria for the distinction of tills of different origin. — In: Symposium on the Research Methods of Morainic Deposits. Poland, 17—22 September 1975. Abstracts of Papers, Communications and Panel Discussion. Warsaw, 1975. 63—74.
Doss, B. Übersicht und Natur der in den Ostseeprovinzen vorgekommenen Erdbeben. — «Korresp. Bl. Naturf. Ver.», Riga, 1898, 40, 147—162.
Doss, B. Seismische Ereignisse in den Ostseeprovinzen vom Juni 1910 — bis Ende 1912. — «Nachr. Seism. Kom.», 1913a, Bd. 6, 25—32.
Doss, B. Über die Herkunft des Naturgases auf der Insel Kokskär im Finnischen Meerbusen nebst Bemerkungen über die Entstehung der Insel. — «Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie», 1913b, 601—610.
Dreimanis, A. Faunas Yoldia arctica atradnes Latvija. — «Daba un zinatne», Riga, 1938, 1.
Dreimanis, A. Deformational structures of glacial origin in ground moraine areas. — The Royal Society of Canada. June Meeting, 1962, Programme of Papers.
Dreimanis, A. Are marine fossils in the Quaternary deposits a sufficient evidence for marine deposition? — «Baltica», Vilnius, «Mintis», 1970. 4, 313—322.

Dreimanis, A., Raukas, A. Did Middle Wisconsin, Middle Weichselian, and Their Equivalents Represent an Interglacial Complex in the Northern Hemisphere? — In: Quaternary Studies. R. P. Suggate, M. M. Cresswell (eds.). The Royal Society of New Zealand, Wellington, 1975, 109—120.
Dreimanis, A., Vagners, U. Till-bedrock lithologic relationship. Abstracts, International Association for Quaternary Research. — VII International Congress, General Sessions. Colorado, USA, Denver, 1965, 110—111.
Dreimanis, A., Vagners, U. J. Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills. — In: Goldthwait, R. P. (ed.). Till — a symposium. Ohio, Ohio State University Press, 1971, 237—250.
Eesti Geoloogia. Bibliograafia. 1840—1959. Tallinn, Eesti Riiklik Kirjastus, 1960, 174 lk.
Einasto, R. Geoloogi pilguga Kübassaares. — «Eesti Loodus», 1962, 1, 38—42.
Elson, J. A. The Geology of Tills. NRC Associate Committee on Soil and Snow Mechanics. Proc. 14th Can. Soil Mech. Conf., 1960. Techn. Memorandum, 96, 1961, 5—14.
Geograafia arengust Eesti NSV-s 1940—1960. Eesti Geograafia Seltsi publikatsioonid 2, Tallinn, 1960. 94 lk.
Grewingk, C. Geologie von Liv- und Kurland mit Inbegriff einiger angrenzenden Gebiete. — Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., 1861, Ser. 1, Bd. 2, 479—776.
Grewingk, C. Erläuterungen zur zweiten Ausgabe der geognostischen Karte Liv-, Est- und Kurlands. — Dorpat. Arch. f. Naturk., 1879, 1, Ser. VIII, 343—466.
Gudelis, V. K. Latest and recent vertical Earth crust movements and the morphology of the seacoasts of the East Baltic area. — «Bull. Geod.», 1961, 62, 357—359.
Hang, E. Otepää kõrgustiku füüsilise geograafia põhijooni. — Rmt.: Otepää. Koduuurijate seminar-kokkutulek 26—30. juunini 1966. a. Ettekannete lühikokkuvõtted. Tallinn, 1966, 8—24.
Hang, E., Lepasepp, V. Haanja ja Otepää kõrgustiku geomorfoloogiast. — «ENSV TA Geoloogia Instituudi Uurimused». 1961, 7, 69—76.
Hang, E., Karukäpp, R. Otepää kõrgustiku geomorfoloogilised iseärasused ja nende osa kõrgustiku maastikulise eripära põhjustajana. — Rmt.: Eesti saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine. (Trükis.)
Hausen, H. Studier öfver de Sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is — recessionens förlopp i Ostbaltikum. — «Bull. Comm. geol. Finl.», Helsinki, 1912. 32, 32 p.
Hausen, H. Materialien zur Kenntnis der Pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. — «Fennia», Helsingfors, 1913a, 34, 2. 181 p.
Hausen, H. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. — «Fennia», Helsingfors, 1913b, 34, 3. 142 p.
Heinsalu, Ü. Aluspõhja glatsilektoonilisi lasumusrikkeid Kirde-Eestis. — «Eesti Loodus», 1970, 2, 118—120.
Hellaakoski, A. On the Transportation of Materials in the Esker of Laitila. — «Fennia», 1930, 52, 7. 42 p.
Jaanson — Orviku, K. Rändpangastest Eestis. Über die Glazialschollen in Eesti. — Sitzungsberichte der Naturf. Ges. bei der Univ. Tartu, 1926, 33, 1, 48—56.
Jentzsch, A. Über die südliche Fortsetzung des Finnischen Schildes. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Monatsberichte. Berlin, 1914, Band 66, Nr. 8—11, 371—378.
Jessen, K. Milthers, V. Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jutland and North-West Germany. — «Danmarks Geologiske Undersøgelse», København, 1928, Raekke 2, 48. 379 p.
Kajak, K. Kvaternaarsete setete Prangli saare tugiprofiil. — VI Eesti loodusuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu, 1961, 20—21.
Kajak, K. Peipsi nõo geoloogiast ja geomorfoloogiast. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1963, Tallinn, 1964, 20—33.
Kajak, K. Kõrgustiku ja tema tuumiku vanus. — «Eesti Loodus», 1968, 4, 200—202.
Karukäpp, R. Karula kõrgustiku reljeefist. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1973, Tallinn, 1974, 36—51.
Karukäpp, R., Kont, A. Lõuna-Eesti väikekünkliku reljeefi geomorfoloogilisest analüüsist. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1975/76, Tallinn, 1977, 23—35.
Kask, R. Eesti NSV maafond ja selle põllumajanduslik kvaliteet. Tallinn, «Valgus», 1975. 358 lk.
Kauranne, K. On the abrasion and impact strength of gravel and rocks in Finland. — Bull. Comm. Geol. Finl., Otaniemi, 1970, 243. 64 p.
Kessel, H., Pirrus, R., Raukas, A. jt. Eesti järvede geoloogiline areng. — Rmt.: Eesti järved II, Tallinn, «Valgus». (Trükis.)
Kiviselg, F., Ojamaa, E. Kohalikud ehitusmaterjalid. Tallinn, ERK, 1964, 279 lk.

Klaamann, E. Maavärinaist Eestis — «Eesti Loodus», 1964, 4, 203—206.
Klimašauskas, A. Nemuno vidurupio moreniniu priemoliu sunkiuju mineralu preliminariniai tyrimai. — «Lietuvos TSR MA Geol. ir Geogr. Inst. Moksliniai pranešimai, Geol., Geogr.», 1962, **14**, 1, 183—193.
Kliewe, H. Quartäre-Küstenlinien aus der Sicht des VI. INQUA-Kongress 1961 in Warschau. — «Geographische Berichte», 1963, **27**, 2, 130—144.
Koguteos «Eesti». Maateaduslik, majanduslik ja ajalooline kirjeldus. Köide I — Tartumaa, 1925; kd. II — Võrumaa, 1926; kd. III — Setumaa, 1928; kd. IV — Pärnumaa, 1930; kd. V — Valgamaa, 1932; kd. VI — Saaremaa, 1934; kd. VII — Viljandimaa (üldosa), 1939; kd. VIII — Läänemaa (üldosa), 1938. Tartu, Eesti Kirjanduse Seltsi kirjastus.
Korro, H. Esialgseid keemilisi andmeid Rõngu turba kohta. — «Eesti Loodus», 1939, 1, 25—27.
Kraus, E. Tertiär und Quartär des Ostbaltikums. — Ostbaltikum, Berlin, 1928, 2. 142 S.
Krygowski, B. Classification project of glacial tills. VIII Congress INQUA, Paris, 1969, 781—785.
Kumari, A. Ehalkivi — suurim rändrahn Eestis? — «Eesti Loodus», 1974, 8, 471—473.
Kääriäinen, E. On the recent uplift on the earth's crust in Finland. — «Fennia», 1953, 77. 106 p.
Künnapuu, S. Põhja-Eesti glindi kujunemisest. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1958. Tallinn, 1959, 41—47.
Laasi, A. Põhja—Pärnumaa otsmoreenist. — «Eesti Loodus»; 1937, 2, 67—71.
Laasi, A. Ormsös landskapsbild. — Svio-Estonica 1939, Tartu, 1940, 163—231.
Lannus, P. Kasari tasandiku arteesiakaevud. — «Eesti Loodus», 1939, 2/3, 60—65.
Leet, R. Eesti NSV muldade lähtekivimid. — Rmt.: Mullastiku kaardistamise välitööde metoodika. Tartu, EPA väljaanne, 1968, 78—86.
Liblik, T. Jooni Piusa oru geomorfoloogiast. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1964/1965. Tallinn, 1966, 34—55.
Liivrand, E. Mikulini jäävaheaja taimestik Eestis. — «Eesti Loodus», 1974, 9, 537—542.
Luha, A. Paekalda ajalugu. Virumaa maakonna minevikku ja olevikku käsitav koguteos. Rakvere, 1924, 292—314.
Luha, A. Geoloogiline rännak Otepääl. — «Loodusevaatleja», 1931, 5, 139—145.
Luha, A. Saaremaa pinnaehitus ja aluspõhi. — Rmt.: Eesti 6, Saaremaa, Tartu, 1934, 4—2.
Lõokene, E. Sakala kõrgustiku põhja- ja keskosas levinud moreenide geoloogia. — Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat 1960, Tartu, 1961a, kd. 53, 55—76.
Lõokene, E. Mandrijää servamoodustistest, fluvioglatsiaalsetest setetest ja mandrijää taandumisest Sakala kõrgustiku põhja ja keskosas. — Rmt.: Geoloogiline kogumik. Tartu, 1961b, 84—105 (ENSV TA LUS).
Maasik, V. Kirde-Eesti aluskorra ja aluspõhja struktuuride detailne uurimine gravimeetrilise meetodiga. — «ENSV TA Toimetised, Füüs.-mat. ja tehn. tead. seeria», 1961, **10**, 4, 319—328.
Martin, L. Eesti moreenide tihedusest. — Ehitusgeoloogia kogumik. Tallinn, 1967a, II, 30—34.
Martin, L. Moreenide kokkusurutavusest välikatsetel. — Ehitusgeoloogia kogumik. Tallinn, 1967b, 11, 35—40.
Martin, L. Moreeni ehitusgeoloogilistest omadustest erinevates pinnavormides. — Ehitusgeoloogia kogumik. Tallinn, 1977, «Valgus» IV, 15—20.
Martinsson, A. The submarine topography of the Baltic Cambro-Silurian area. — «Bull. Geol. Inst. Uppsala», 1958, vol. 38, pt. 1, 11—35.
Matisto, A. On the Relation between the Stones of the Eskers and the local Bedrock in the Area Northwest of Tampere, Southwestern Finland, — «Bull. Comm. geol. Finl.» 1961. 53 p.
Mens, K., Pirrus, E. Vendi kompleksi ja kambriumi ladestu mineraloogilistest iseärasustest Eestis. — VIII Eesti Looduseuurijate Päeva ettekannete teesid. Tartu, 1967, 95—96.
Miidel, A. Huvitavast paljandist Kunda jõel. — «Eesti Loodus», 1966, 4, 228—230.
Miidel, A. Settekiilude leide Põhja-Eestist. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1971/1972. Tallinn, 1974, 17—23.
Mõls, E. Eesti aluspõhja lõhede genees. — Rmt.: Geoloogiline kogumik. Tartu, 1961, 5—15. (ENSV TA LUS).
Nikolaev, N. I., Babak, V. J., Medyantsev, A. I. Some neotectonic problems of the Baltic shield and the Norwegian Caledonides. — «Baltica», Vilnius, 1967, 3, 183—202.

Nugis, S. Lõuna-Eesti moreeni geotehnilistest omadustest. — Ehitusgeoloogiline kogumik. Tallinn, 1962, I, 87—97.
Olli, V. Eesti NSV antropogeeni setete inseneerigeoloogilisest klassifikatsioonist. — ENSV TA Geol. Inst. Uurim. «Antropogeeni geoloogia». 1961, 7, 217—222.
Olli, V. Eesti NSV pinnastest. — Ehitusgeoloogiline kogumik. 1962, 1, 14—22.
Orviku, K. Uhaku. Kirde-Eesti karstiala stratigraafiast ja geomorfoloogiast. — Geol. Inst. Toim. Tartu, 1929, 14. 36 lk.
Orviku, K. Die Glazialschollen von Kunda—Lammasmägi und Narwakalmistu (Eesti). Sitzungsberichte der Naturf. — Ges. bei der Universität Tartu (Dorpat), 1930, 36, 3/4, 174—179.
Orviku, K. Quartärgeologische Karte der Halbinsel Sõrve (Saaremaa, Estland). — «Arch. für Naturk. Estlands.» Tartu, 1935a, I Ser., XI Bd., 1 Lief. 20 S.
Orviku, K. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. — «Geol. Inst. Toim.» 1935b, 47. 22 lk.
Orviku, K. Kihitussiirded Eesti aluspõhjas. — «Eesti Loodus». 1936a, 2, 71—72.
Orviku, K. Rõngu interglatsiaal — esimene interglatsiaalse vanusega organogeensete setete leid Eestist. — «Eesti Loodus». 1939, 1, 1—21.
Orviku, K. Diluviaalstratigraafiast Eestis. — Neljanda Eesti Loodusteadlaste päeva ettekannete kokkuvõtted. Tartu, 1940, 33—35.
Orviku, K. Jääaegade geoloogiast Eestis. — Eesti Sõna. 1944, 138. 4 lk.
Orviku, K. Tartu linna hüdrogeoloogia. — «Tartu R. Ü. Toimet. Geol. ja geogr.» 1946, 1. 53 lk.
Orviku, K. Narvajõe lademe geoloogiast Eesti NSV-s. — «Eesti NSV Tartu Riikliku Ülikooli Toimetised. Geoloogilised tööd». 1948, 3. 81 lk.
Orviku, K. Kuidas tekkis Põhja-Eesti paekallas? — «Rahva Hääl», 1958, 27. aug., 202.
Orviku, K. Uus- ehk kainosoiline ladekond. — Rmt.: Ülevaade Eesti aluspõhja ja pinnakatte stratigraafiast. — Tallinn, 1960a, 47—61. (ENSV TA Geol. Inst.).
Orviku, K. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis 1. — «Eesti Loodus». 1960b, 1, 6—16.
Orviku, K. Võrtsjärve geoloogilisest arengust. — Rmt.: Võrtsjärv. Tallinn, «Valgus», 1973, 26—32.
Orviku, K., Sepp, U. Stages of geological development and landscape types of the islets of the West-Estonian Archipelago. In: Estonia. Geographical Studies. Tallinn, 1972, 15—25.
Piipenberg, E. Märkmeid Setumaa viirsavidest. — «Eesti Loodus». 1935, 3. 102 lk.
Puustusmaa, R. Geoloogina Ruhnul. — «Eesti Loodus». 1971, 1, 21—26.
Racinowski, R., Rzechowski, J. Heavy minerals in boulder clays of Central Poland. — «Kvartalnik Geologiczny». 1969, 13, 2, 479—490.
Ramsay, W. Carte bathymetrique de golfe de Finlande et de lac Ladoga. — «Fennia». Helsingfors, 1911, 30. 11.
Ratas, U. Vormsi loodusest. Tallinn, «Valgus», 1977. 58 lk.
Raukas, A. Mineraloogilise meetodi kasutamise võimalusest moreenide uurimisel Eestis. — ENSV TA Geol. Inst. Uurimused. Tallinn. 1961a, 7, 55—67.
Raukas, A. Mandrijää liikumisest Eestis. — «Eesti Loodus». 1961b, 5, 259—264.
Raukas, A. Eesti moreenide karbonaatsusest. — Eesti NSV TA j. a. Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat 1962, 1963, 55, 5—17.
Raukas, A. Purdkivimite terasuuruse klassifikatsioon. — ENSV TA Geol. Inst. Tallinn, 1964. 26 lk.
Raukas, A. Purdkivimite terasuuruse klassifikatsioon. — В сб.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965, 133—148. (Ин-т геол. АН ЭССР).
Raukas, A. Eesti luiteliivade koostisest ja kihilisusest. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1966. Tallinn, «Valgus», 1969a, 72—88.
Raukas, A. Composition and genesis of Estonian tills. — Zeszyty naukowe uniwersytetu im. Adama Mickewicza w Poznaniu. Geografia, 1969b, 8, 167—176.
Raukas, A. The formation of the Estonian glacial relief. — Estonia. Geographical Studies. Tallinn, 1972, 77—14.
Raukas, A., Karukäpp, R. Eesti liustikutekkeliste akumulatiivsete saarkõrgustike ehitus ja kujunemine. — Rmt.: Eesti saarkõrgustike ja järvenõgude kujunemine. Tallinn, «Valgus», 1978.
Raukas, A., Rähni, E. Pinnavormid. — Rmt.: Harju rajoonis. Kodu-uurijate seminar-kokkutulek 11.—14. juulini 1974. Tallinn, 1974, 34—46. (ENSV TA).
Raukas, A., Rähni, E. Eesti pleistotseeni pinnavormide looduskaitseline revisjon. — Rmt.: Eesti NSV maapõue kaitsest. Tallinn, «Valgus», 1976, 122—136.
Reintam, L., Raukas, A. Change in the mineralogical composition and agrochemical properties of sod-podzolic soils formed on tills with different carbonate contents. —

In: Abstracts of papers. VIIIth International Congress of Soil Science. Bucharest—Romania. VII — Soil mineralogy. Bucharest, 1964a, 63—65.
Reintam, L., Raukas, A. Changes in the mineralogical composition and agrochemical properties of sod-podzolic soils formed on tills with different carbonate content. — VIIIth Intern. Congress of Soil Science. Bucharest—Romania. Transactions. Bucharest, 1964b, III, 1105—1113.
Repo, R., Winterhalter, B. G. L. Some observations on the weathering of limestone in glaciogenic material in the Lohja region, SW-Finland. — «Bull. Geol. Soc. Finl.» 1968, 40.
Rzechowski, J. Genetyczna klasyfikacja osadow morenowych. — «Kvartalnik Geologiczny». 1969, 13, 2, 459—478.
Rõuk, M. Türi voorestiku geomorfoloogiast. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1970. Tallinn, «Valgus», 1971, 19—37.
Rõuk, A.-M. Voorte ja voorelaadsete pinnavormide morfoloogiline vaheldusrikkus Saadjärve voorestikus. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1973. Tallinn, «Valgus», 1974, 5—35.
Saarse, L. Jääpaisjärvede levikust ja omadustest Otepää kõrgustikul. — Eesti Geograafia Seltsi Aastaraamat 1967/1968. Tallinn, 1969, 50—64.
Sauramo, M. The quaternary geology of Finland. — «Bull. Comm. geol. Finl.», Helsingfors, 1929, 86, 1—110.
Schmidt, F. Untersuchungen über die Erscheinungen der Glacialformation in Estland und auf Oesel. — «Bull. Acad Sci. St.-Petersb.», 1865, 8, 207—248.
Scupin, H. Die Petroleumfrage in den baltischen Ländern. — Acta et Commentationes Univ. Tartuensis (Dorpatensis). Tartu, 1924, A—VI, M. 13 p.
Sederholm, J. J. Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. — «Bull. Comm. geol. Finl.» Helsinki, 1913, 37, 1—66.
Sederholm, J. J. The Average Composition of the Earth's Crust in Finland. — «Bull. Comm. geol. Finl.» Helsinki, 1925, 70, 1—20.
Sepp, U. Hiiumaa maastikuline iseloomustus. Tallinn, «Valgus», 1974. 149 lk.
Serebryanny, L. R. L'apport de la radiochronométrie à l'étude l'histoire Tardi-Quaternaire des regions de glaciation ancienne de la Plaine Russe. — «Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique». — Paris, 1969, vol. 11, Fasc. 3, 293—302.
Zans, V. Das letztinterglaziale Portlandia — Meer des Balticums. — «Bull. Comm. geol. Finl.» Helsinki, 1936, 115, 231—250.
Zans, V., Dreimanis, A. Ein Fund von Portlandia (Yoldia) Arctica Gray in Lettland. — «Latv. Biol. biedr. raksti». 1936, 5, 69—75.
Zhelnin, G. On the Recent Movements of the Earth's Surface in the Estonian S.S.R. — «Suomalais. tiedeakat. toimituks». 1966, Sarja A, 111, 90, 489—493.
Tamme, A. Pärnu lademe liivakivide granulomeetriast ja mineraloogiast Häädemeeste, Tahkuranna ja Tamme puursüdamike ning paljandite põhjal. — Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat. Tartu, 1960, 53, 46—54.
Tammekann, A. Die Oberflächengestaltung der Nordostestländischen Küstentafellandes. — «Acta Univ.» Tartu, 1926, A IX, 7, 152.
Tammekann, A. Põhja-Eesti peakaldast. — «Loodusevaatleja». 1935, 1, 2—5.
Tammekann, A. Die Endmoränen in Estland. — C. R. du Congrès International de Géographie Amsterdam. Union Géographique Internationale. Leiden, 1938. 251—256.
Tammekann, A. Mannerjää viimane retsession ja otsmoreenid. — Ettekannete kokkuvõtted. 4. Eesti loodusteadlaste päev 18. ja 19. märtsil 1940 Tartus. Tartu, 1940, 30—33.
Tammekann, A. The Baltic Glint. — A Geomorphological Study. Part I. Morphography of the Glint. — «Publicationes Instituti Universitatis Tartuensis Geographici». 1940, 24. 103 p.
Tammekann, A. Die präglazialen Züge in der Oberflächengestaltung Estlands. — Apoph. Tartu. Soc. Litt. Est. in Svecia. Stockholm, 1949, 440—452.
Tanner, V. On the nature of the Salpausselka ridges in Finland. — «Fennia». Helsinki, 1934, 58, 3. 43 p.
Teichert, K. Die Klufttektonik der Cambro—Silurischen Schichtentafel Estlands. — «Geol. Rundschau». 1927, Bd. XVIII, H. 4, 241—263.
Thamm, N. The Horizontal Displacement of the Island Osmussaar (Odinsholm) and the Subsequent Regeneration of Normal Rhegmatic Jointing. — «Transactions and Proceedings of the Geological Society of South Africa». 1962, vol. 65, 2, 41—46.
Thomson, P. Eem-interglatsiaali metsade ajalugu Eestis ning Riigu interglatsiaali stratigraafiline asend. — «Eesti Loodus». 1939, 1, 21—24.

Veltheim, V. On the Pre-Quaternary Geology of the Bottom of the Bothnian Sea. -- «Bull. Comm. geol. Finl.» Helsinki, 1962, 200. 166 p.
Viiding, H. Eesti NSV rändkivide petrograafiast. — Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat. Tartu, 1955, 48, 377—389.
Viiding, H. Rändrahnud loodusmälestusmärkidena. — Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat, Tallinn, 1957, 50, 169—182.
Viiding, H. Andmete kogumisest Eesti suurte rändrahnude kohta. — Rmt.: Eesti NSV maapõue kaitsest. Tallinn, «Valgus», 1976, 148—161.
Viiding, H., Kala, E., Pobul, E. Paluküla mõistatus laheneb. — «Eesti Loodus». 1969, 8, 469—474.
Vilo, A. Pärnu viirsavide geotehnilistest omadustest. — Ehitusgeoloogiline kogumik, 1962, 1, 98—119.
Virkkala, K. On the Bed Structure of Till in Eastern Finland. — «Bull. Comm. geol. de Finlande. Helsinki», 1952, 157, 97—109.
Öpik, A. Studium über das Estnische Unterkambrium (Estonium) I—IV. Geol. Inst. Toim. Tartu, 1929, 15. 56 lk.
Öpik, A. Settesoontest Aluvere murrus. — «Eesti Loodus», 1937, 5, 183—184.
Öpik, A. Löss Eestis — «Eesti Loodus», 1938 1/2, 66—67.
Öpik, A., Laasi, A. Läänemaa pinnaehitus ja aluspõhi — Geol. Inst. Toim., 1951. 29 lk.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5
1. Краткие сведения об истории изучения 9
2. Основные черты строения и вещественного состава пород, повлиявших на формирование плейстоценовых отложений 15
2.1. Кристаллический фундамент Эстонии 15
2.2. Коренные осадочные породы Эстонии 19
2.3. Породы Южной Финляндии и дна Балтийского моря 32
3. Рельеф поверхности коренных пород и некоторые вопросы неотектоники . . 36
3.1. Характер рельефа поверхности коренных пород и влияние дочетвертичного рельефа на формирование плейстоценового покрова 36
3.2. Неотектоника и ее проявление в структуре и рельефе территории . 60
4. Строение плейстоценовой толщи 71
4.1. Предглинтовая низина и острова Финского залива 72
4.2. Северо-Эстонское плато 82
4.2.1. Вируское плато 85
4.2.2. Харьюское плато 86
4.2.3. Хаапсалуская низина 89
4.2.4. Западно-Эстонский архипелаг 91
4.2.5. Пандивереская возвышенность 96
4.3. Средне-Эстонские друмлинные поля 98
4.3.1. Саадъярвское друмлинное поле 98
4.3.2. Тюриское друмлинное поле 101
4.3.3. Колга-Яниское друмлинное поле 105
4.3.4. Средне-Эстонская равнина 105
4.4. Районы озерных впадин и древних ложбин стока . . . 106
4.4.1. Впадина Чудского озера 106
4.4.2. Впадина Выртсъярвского озера с Валгаской низиной и долиной р. Вяйке-Эмайыги 108
4.4.3. Харглаская и Выру-Пиузаская низины 111
4.5. Возвышенности Южной Эстонии 111
4.5.1. Сакалаская возвышенность 113
4.5.2. Отепяская возвышенность 116
4.5.3. Карулаская возвышенность 125
4.5.4. Хааньяская возвышенность 128
4.6. Равнины Угандиского плато, Юго-Западной Эстонии и островов Рижского залива 131
4.6.1. Равнины Угандиского плато 131
4.6.2. Равнина Юго-Западной Эстонии 135
4.6.3. Равнины островов Рижского залива 142

5. Местная стратиграфическая схема плейстоценовых отложений Эстонии и ее усовершенствование 146
6. Генетическая классификация плейстоценовых отложений Эстонии и их литологическая характеристика 164
6.0. Генетическая классификация отложений 164
6.1. Отложения элювиального парагенетического ряда . . 166
6.2. Отложения органогенного парагенетического ряда . . 174
6.3. Отложения склонового парагенетического ряда . . . 175
6.4. Отложения водного парагенетического ряда . . 176
6.4.1. Флювиальные отложения 179
6.4.2. Озерные отложения 180
6.4.3. Морские отложения 182
6.5. Отложения гляциального парагенетического ряда 183
6.5.1. Вопросы формирования морен Эстонии и их классификация . . . 183
6.5.2. Особенности образования гранулометрического и вещественного состава морен Эстонии 191
6.5.3. Инженерно-геологические свойства морен 238
6.5.4. Флювиогляциальные отложения 241
6.5.5. Лимногляциальные (озерно-ледниковые) отложения 260
6.6. Отложения субаэрального парагенетического ряда 267
7. Прикладное значение плейстоценовых отложений 269
8. Плейстоценовые отложения и связанные с ними вопросы охраны природы . 277
Eesti NSV pleistotseeni setted. *Resümee* 283
Pleistocene deposits of the Estonian SSR. *Summary* 284
Литература 292

Академия наук Эстонской ССР
Институт геологии

Анто Викторович Раукас

Плейстоценовые отложения Эстонской ССР

На русском языке
Художник-оформитель Я. Сонн
Издательство «Валгус», Таллин
Редактор А. Скворцова
Художественный редактор О. Херодес
Технический редактор А. Муна
Корректор И. Пикнер

ИБ № 1412

Сдано в набор 28. 06. 77.
Подписано к печати 26. 10. 78.
МВ-07159
Формат 70 × 100/16
Типографская бумага № 1
Гарнитура шрифта литературная
Высокая печать
Условно-печатных листов 25,35 + 4,89 (клейки)
Учетно-издательских листов 32,24
Тираж 1000 экз.
№ заказа 3398.

Цена руб. 5.20

Заказное

Издательство «Валгус», 200090. Таллин, Пярнуское шоссе, 10
Типография им. Ханса Хейдеманна,
202400 Тарту, ул. Юликооли 17/19, II