

Ep. 5.12

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA
АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

GEOLOGIA INSTITUUDI
UURIMUSED

ТРУДЫ
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ
III

1518
Ep. 1700



EESTI RIIKLIK KIRJASTUS
TALLINN 1958

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МОРЕНЫ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЭСТОНИИ КОЛИЧЕСТВЕННЫМИ МЕТОДАМИ

К. К. ОРВИКУ,

академик АН ЭССР

Введение

На карте четвертичных отложений территории Эстонской ССР привлекает внимание значительное распространение основной морены. В возвышенной части Эстонии (Орвику, 1955) морена является наиболее распространенным покровным отложением, но и в низменной части она также имеет большое поверхностное распространение. Если принять во внимание, что морена во многих случаях покрыта более молодыми отложениями, то станет еще более ясным, насколько часто встречается морена среди четвертичных отложений Эстонии.

Широкое распространение морены имело большое значение для режима поверхностных и подземных вод и тем самым для развития почв и растительности, озер и болот Эстонии как в голоцене, так и в современное время. Так как часто морена богата галечниковой фракцией и крупными эрратическими валунами и на выходах ее также рассеяны многочисленные эрратические валуны, то использование сельскохозяйственных угодий на выходах морены затруднено из-за каменистости последней. С мореной, как грунтом, часто приходится считаться при проведении различных строительных работ. Все это показывает, что более детальное изучение литологии и минералогии морены имеет практическое значение. Изучение литологии и минералогии морены количественными методами позволяет решать стратиграфические вопросы в том случае, когда в плейстоценовых отложениях отсутствуют ископаемые остатки растений и животных.

Благодаря такому широкому распространению морены в Эстонии, к ее изучению приступили уже с середины XIX столетия (см. следующий раздел). Но более углубленное изучение морены началось только с 1939 года, когда в Эстонии было установлено первое местонахождение межледниковых отложений, которые отделяли друг от друга разнородные морены. Начатые до Великой Отечественной войны литологические исследования морены количественным методом были возобновлены в 1951 году на кафедре геологии Тартуского государственного университета.

Было предусмотрено всестороннее литологическое изучение количественными методами всех разновидностей морены, встречающихся на территории Эстонии, — выяснение гранулометрического состава морен и установление в определенных фракциях морен количественных соотношений харак-

терных групп пород, выяснение содержания карбонатной части в мелкозёме морен. Основной целью этих работ было получить такие показатели, которые позволили бы определить возраст морен различных оледенений и стадий последнего оледенения, исходя из их литологического характера. Получаемые данные могли быть полезными и при решении различных вопросов практического характера.

Несмотря на трудности, с которыми мы столкнулись при выполнении соответствующих работ, все же были получены результаты, представляющие интерес уже потому, что они являются первыми количественными показателями, характеризующими литологическое строение морен Эстонии.

В проведении анализов большую помощь оказали студенты геологического отделения Тартуского университета, которые в этой работе участвовали во время преддипломной производственной практики, при подготовке дипломных работ или в качестве членов геологического кружка Студенческого научного общества Тартуского государственного университета.

Сбор проб для анализа начался в 1949 году. В основном же пробы были собраны автором в 1951 и 1953 годах. Студенты, в частности Х. Кинк, А. Ломп и Х. Варес, участвовали в полевых работах в 1952—1955 гг. В лабораторной обработке проб принимали участие студенты Х. Кинк (1953), А. Ломп (1954), Э. Вийдас (1954), А. Варес (1956), И. Эльвре (1957), старшие лаборанты кафедры геологии Тартуского университета геологи К. Каяк и А. Сарв и старший препаратер Э. Кирсмяги.

Результаты исследования литологии морен Эстонии использованы в ряде докладов, в том числе на Всесоюзном междуведомственном совещании по четвертичной геологии, в мае 1957 года (К. Орвику, 1957).

Автор приносит искреннюю благодарность всем лицам, которые в большей или меньшей мере содействовали выполнению данной работы.

Обзор исследований морен

О морене как о рыхлой породе, распространенной на территории Эстонии, упоминается уже в работах начала XIX столетия под названием валунного суглинка. Первые работы Ф. Б. Шмидта показывают, что в середине прошлого столетия валунный суглинок исследователями геологии Эстонии был изучен сравнительно хорошо. Так, Ф. Б. Шмидт (Schmidt, 1858, стр. 75) писал, что валуны кристаллических пород в валунном суглинке происходят из Финляндии, известняковые же валуны — из местных коренных пород и что последние можно использовать для уточнения границ выходов пластов коренных пород в Эстонии (Schmidt, 1858, стр. 76—77). Происхождение валунного суглинка Ф. Б. Шмидт в то время объяснял еще, как и другие ученые, исходя из дрифтовой гипотезы.

Валунный суглинок северной Эстонии как отложение материкового льда был впервые описан Ф. Б. Шмидтом под названием «рихк» на основе материала из Пёэравере (Schmidt, 1865, стр. 359) и из многих других мест северной Эстонии, где, по его данным, валунный суглинок широко распространен (1865, стр. 360). Он приводит детальную характеристику валунного суглинка, или рихка, северной Эстонии (1865, стр. 366), которая показывает, что последний бывает то более каменистым, то более мелкозёмистым. Он говорит о том, что рихк образовался в результате деятельности ледникового покрова, который распространился из Швеции и Финляндии (1865, стр. 362), и что рихк состоит из кристаллических пород, принесенных сюда ледником из Финляндии, и из карбонатных пород являющихся в Эстонии коренными породами (1865, стр. 366). Интересно

отметить и то, что Ф. Б. Шмидту уже тогда было ясно, что гравий, составляющий гравийные гряды, которые теперь известны как озы, происходит из рихка, а также и то, что почвы, покрывающие рихк, в общем плодородные, но в то же время и каменистые (1865, стр. 362). Название «рихк» Ф. Б. Шмидт ввел в геологическую литературу из эстонского языка — местные жители так называли валунный суглинок.

К описанию североэстонской морены, или рихка, Ф. Б. Шмидт возвращался и позже (Schmidt, 1869, 1871). Здесь уместно указать, что первые химические анализы глинистой фракции морен Эстонии были выполнены в 1870 году Т. Зенффом (Senff, 1879).

Ф. Б. Шмидт выделял в морене северной Эстонии две разновидности. Во-первых, морену, состоящую в основном из слабо окатанных обломков местных коренных пород с малым содержанием мелкозёма, которую он и называет рихком (Шмидт, 1883, стр. 112), придав последнему, таким образом, более ограниченное значение, чем в своих первых работах. Во-вторых, — валунный суглинок, характеризуя его как породу, богатую мелкозёмом, причем он отмечает, что содержание последнего, а также валунов кристаллических и карбонатных пород в нем колеблется в очень больших пределах (Шмидт, 1883, стр. 112—113). И в последующих работах Шмидт говорит о рихке и валунном суглинке как о разновидностях североэстонской серой морены одного и того же оледенения, между которыми имеется ряд переходов (Шмидт, 1884, стр. 257). Он также отмечает, что по цвету морены нельзя судить о ее возрасте, так как цвет морены зависит от цвета местных коренных пород (Шмидт, 1884, стр. 259): так, в пределах выходов доломитов североэстонская морена имеет желтовато-серый цвет, а в пределах известняков — серый.

Одновременно с Ф. Б. Шмидтом четвертичные отложения Прибалтики изучал К. Гревингк. Его исследования охватывали южную часть территории Эстонии. Так, К. Гревингк уже в 1861 году сравнительно детально описал валуны из валунного суглинка (K. Grewingk, 1861, стр. 563—575), происхождение которого объяснял дрифтовой гипотезой.

Особый интерес представляет объяснительная записка Гревингка ко второму изданию его геологической карты Прибалтики (Grewingk, 1879). В этой работе он говорит о валунном суглинке, как о морене, характер которой зависит от длительности переноса материала в леднике и от характера тех пород, по которым лед продвигался. В соответствии с этим он характеризует морену, распространенную в Финляндии на кристаллических породах, как галечниково-гравийно-песчаную. Морена, распространенная на известняковых коренных породах северной Эстонии, более глинистая; серый цвет ее обусловлен кембрийской синей глиной. Наконец, еще южнее, на выходах девонских пород, морена еще более глинистая, но цвет ее по-прежнему серый (Grewingk, 1879, стр. 109). Все эти разновидности К. Гревингк считал образовавшимися во время более древнего оледенения, в то время как в период более позднего оледенения образовался верхний красный валунный суглинок (Grewingk, 1879, стр. 112), который распространяется из южной Эстонии по направлению на юг; в северной Эстонии морена последнего оледенения отсутствует (1879, стр. 81). Из южной Эстонии К. Гревингк упоминает лишь о нижней серой морене в Тарту, где она установлена им в очень ограниченном объеме (1879, стр. 82). Интересно, что уже тогда К. Гревингк (1879, стр. 96, 97, 99, 105) говорил о залегании в южной Эстонии верхней красной морены местами над слоистыми гравием и песками. Теперь мы знаем, что К. Гревингк ошибался, считая серую морену северной Эстонии более древней, чем красно-бурую морену южной Эстонии. Но его заслуга в том, что он обратил внимание на изменчивость литологического характера мо-

рен на территории Эстонии в зависимости от литологического характера коренных пород, и в том, что он в южной Эстонии выделил две разновозрастные морены — нижнюю, серую, и верхнюю, красную, морены. Он первым пытался дать также петрографо-минералогическую характеристику этих разновозрастных морен: для нижней морены он считал характерным содержание гнейса, сиенита, диорита и диабазы, а также серого известняка и доломита, для верхней же морены, — кроме красного песчаника и белого известняка, — еще красный ортоклаз (1879, стр. 103).

О разновозрастных моренах в окрестностях Тарту упоминал и Л. Мюлен (Mühlen, 1918, стр. 64), но он считал их моренами одного и того же оледенения, образовавшимися во время колебания края ледника.

Х. Хаузен (Hausen, 1913b) выделил в пределах Эстонии две разновидности морены. В северной Эстонии распространена морена, богатая обломками местных коренных пород, которую он называет рихком (1913b, стр. 42). Х. Хаузен указывал, что морена, более богатая мелкозёмом, встречается в северной Эстонии редко (1913b, стр. 43); однако это не соответствует действительности — уже Ф. Б. Шмидт доказал обратное. Вероятно, Х. Хаузен в течение сравнительно кратковременного пребывания в северной Эстонии не успел достаточно хорошо ознакомиться с распространенными здесь разновидностями серой морены. В южной Эстонии Х. Хаузен выделил красную, или красно-бурую, морену, бедную камнями, песчанность и красный цвет которой обусловлены девонскими породами (1913b, стр. 43), глинистость же обусловлена кембрийской синей глиной, а содержание валунов из карбонатных пород — палеозойскими породами северной Эстонии; валунов кристаллических пород в красной морене мало (1913b, стр. 47), но они обычно крупнее, чем валуны карбонатных пород; валуны девонских пород, как неустойчивые, встречаются редко (1913b, стр. 44).

Х. Хаузен обратил внимание на то, что при изучении литологии морен Прибалтики количественные методы еще не применялись, в то время как в Дании и Северной Германии соответствующие исследования начаты уже в конце XIX столетия. Необходимо отметить, что Хаузен много внимания уделял выяснению руководящих кристаллических пород в моренах Прибалтики и закономерностей распространения последних, дав первую карту распространения руководящих кристаллических пород в Прибалтике.

Л. Мюлен (1918) в своей работе о геологии озера Выртсъярв обратил внимание на то, что там, где морена подвергается абразии, на ее поверхности образуется маломощный покров, состоящий из крупных фракций морены, оставшихся при абразии на месте, в то время как мелкозём был унесен; этот остаточный осадок позже был назван перемытой мореной.

Как мы видим, вопросами геологии морены в Эстонии после появления работ Ф. Б. Шмидта и К. Гревинга занимались лишь немногие исследователи. Только начиная с 20-х годов настоящего столетия, в связи с общим оживлением изучения четвертичной геологии Эстонии, повысился интерес и к местным моренам. Были пополнены материалы о характере перемытой морены (Orviku, 1935a), все более частыми становятся наблюдения над нарушенным залеганием морен и их разновозрастностью (Orviku, 1934, 1935b). В 1935 году членами секции геологии Общества естествоиспытателей при Тартуском университете была составлена карта четвертичных отложений в масштабе 1:200 000 (рукописная), на которой распространение морены последнего оледенения было показано более детально, чем на карте Х. Хаузена (1913a).

Для изучения морен Эстонии определенное значение имело учреждение в 1937 году в буржуазной Эстонии Геологического комитета, одной из задач которого было произвести систематическую комплексную геологи-

ческую съемку территории. Для проведения соответствующих работ К. К. Орвику были выработаны условные обозначения к картам с учетом накопленных до этого знаний о четвертичных отложениях Эстонии. Поэтому можно сказать, что условные обозначения, относящиеся к моренам, отражают в общих чертах наши знания о моренах к соответствующему времени.

При съемке предполагалось выделить три основные разновидности морены последнего оледенения, литологический характер которых обусловлен литологическим характером местных коренных пород (в основном такое же подразделение было дано уже в работах Ф. Б. Шмидта и К. Гревингга):

1) серую морену, бедную карбонатными породами, распространенную на предглинтовой равнине, где коренными породами являются кембрийские песчаники и глины;

2) серую морену, богатую карбонатными породами, распространенную на североэстонском плато, включая и острова Западно-Эстонского архипелага, где коренными породами являются ордовикские и силурийские известняки и доломиты;

3) красноватую морену, богатую материалом девонских песчаников и глинистых пород, распространенную на выходах пестроцветной толщи девона в южной Эстонии.

В пределах каждой из этих разновидностей предполагалось на основе данных гранулометрического анализа выделить, в свою очередь, глинистые, песчаные и гравийные морены.

Намечалось установить количество карбонатных валунов в крупных фракциях морен и карбонатность мелкозёма в моренах. Необходимо было также выяснить содержание валунов в разновидностях морены, причем для установления каменности предусматривалось применение рамкового анализа. Соответственно этому в пределах основных разновидностей морен необходимо было выделить морены с небольшим, средним и большим содержанием валунов. Было предусмотрено также изучить ориентировку валунов в моренах, текстуры морен, показать на картах распространение перемытой морены, валунные поля (первичные и вторичные) и эрратические валуны.

Такая детализация условных обозначений основывалась на тех знаниях о моренах территории Эстонии, которые к тому времени имелись уже в общих чертах, но которые еще не нашли количественного выражения на карте. К работам по комплексной геологической съемке территории Эстонии было приступлено в 1938 году, но эти работы до начала Великой Отечественной войны, в отношении изучения литологии морен количественными методами, не дали особых результатов, так как камеральная обработка по разным обстоятельствам задержалась.

Первые попытки изучить литологию морен Эстонии количественными методами были сделаны в 1939 году в связи с открытием межледниковых озерных и болотных отложений в Рынгу, в южной Эстонии (Orviku, 1940). Целью начатого изучения литологии морен количественными методами было установить количественные соотношения пород в моренах, которые дали бы возможность различать морены по их возрасту.

На основе количественных методов, используемых с большим успехом при изучении литологии морен в Дании, Северной Германии и Польше, был выработан метод, соответственно характеру валунного материала в моренах Эстонии (см. следующий раздел), были выполнены первые анализы, которые дали удовлетворительные результаты.

В послевоенные годы соответствующие работы были возобновлены в основном в том же направлении, но ход анализа был несколько видоиз-

менен, так как имелось в виду получить соответствующие данные на основании анализа более многочисленных проб. В связи с изучением литологии морен в 1951 году под руководством К. К. Орвику было приступлено к изучению распространения и петрографии кристаллических эрратических валунов в Эстонии, которое дало много нового материала; часть этого материала опубликована (Viiding, 1955; Вийдинг, 1957).

Общая характеристика морены последнего оледенения в Эстонии

Основная морена последнего, валдайского, оледенения (Орвику, 1956) имеет в Эстонии, как уже было указано, очень большое распространение. Она образует почти непрерывный, более или менее мощный покров над более древними четвертичными отложениями или же непосредственно над коренными породами. Во многих случаях морену покрывают или позднеледниковые отложения последнего оледенения, или же непосредственно голоценовые отложения различных генетических типов.

Наблюдаются различия в распространении морены последнего оледенения в возвышенной и в низменной частях Эстонии, обусловленные в значительной мере различным геологическим развитием последних.

В северной Эстонии, где коренными породами являются ордовикские и силурийские карбонатные породы, распространена серая морена последнего оледенения. Эта морена распространяется как в низменной, так и в возвышенной части северной Эстонии и имеет в обеих частях общие черты, за исключением продолжительности выветривания.

Мощность морены в северной Эстонии значительно колеблется; во многих случаях она достигает лишь 1—2 м, местами даже меньше. Но во многих местах морена и в северной Эстонии имеет более значительную мощность. Характерно, что на северозэстонском плато морена местами полностью отсутствует или же она очень маломощна и в то же время изменена деятельностью вод бассейна Балтийского моря, почвообразовательным процессом и выветриванием. Вследствие этого в северной Эстонии коренные породы часто обнажаются на поверхности или бывают покрыты очень тонким покровом морены, перемытой морены, коры выветривания или почвой — эти пространства известны под названием альваров. Последние встречаются не только в пределах северозэстонского плато, но и в пределах выходов девонских пород, например в некоторых местах на побережье Пярнуского залива, южнее города Пярну. Альварные участки распространены и на Пандивереской возвышенности, входящей в пределы возвышенной части территории Эстонии. Последнее говорит, в частности, о том, что в северной Эстонии морена последнего оледенения местами имеет очень незначительную мощность.

Для большей части северной Эстонии, частично и для южной Эстонии, характерно то, что территория ее после отступления ледника была более или менее длительное время покрыта водами крупных местных приледниковых озер и бассейна Балтийского моря. Поэтому морена здесь в значительной мере покрыта водно-ледниковыми, озерно-ледниковыми отложениями (в частности, ленточными глинами) и отложениями вод бассейна Балтийского моря, т. е. отложениями Балтийского ледникового озера, анцилового озера и литоринового моря (в широком значении последнего). Морена здесь выходит на поверхность реже, чем в южной Эстонии, и притом в качестве участков абразионных равнин упомянутых выше водоемов. Воды последних размывали в свое время морену, вследствие чего на ее выходах мы встречаем покров перемытой морены (оставшиеся на месте более крупные фракции морены) небольшой мощности

и в большом количестве валуны, которые частично также вымыты водами, частично же накопление последних обусловлено напором льда на берегах прежних водных бассейнов.

В возвышенной части южной Эстонии, где коренными породами является девонская пестроцветная толща, морена, красно-бурая, выходит во многих случаях на поверхность, образуя на Сакалаской, Угандиской и Хааньской возвышенностях моренные равнины. Красно-бурая морена распространена и в холмисто-моренном рельефе.

Мощность морены в среднем 3—4 м, местами даже меньше. Например, в карьере по добыче гравия и песка в Раади близ г. Тарту мощность морены составляет 1—1,5 м. Но местами морена имеет значительно большую мощность. В холмисто-моренном рельефе Отепя и Хаанья красно-бурая морена местами отсутствует. В качестве примера можно назвать местонахождение Кывер-Уйбоярв севернее Отепя, где красно-бурая морена отсутствует и на поверхность выходит более древняя, фиолетово-серая морена.

В возвышенной части южной Эстонии морена последнего оледенения местами покрыта позднеледниковыми отложениями — это или водно-ледниковые, или же озерно-ледниковые отложения, которые представлены в основном песками и гравием или супесями. Во многих случаях в пределах возвышенной части территории южной Эстонии красно-бурая морена покрыта также голоценовыми отложениями разных генетических типов: озерными, болотными, аллювиальными, склоновыми, источниковыми.

Там, где морена выходит на поверхность, она уже с позднеледникового времени подвергалась выветриванию в основном под влиянием почвообразовательного процесса. Поэтому верхняя часть морены, представленная подзолистой почвой, претерпела значительные изменения со стороны цвета и литологического состава.

В дальнейшем будут приведены количественные показатели, характеризующие литологический состав серой и красно-булой морен Эстонии. Здесь целесообразно обратить внимание на некоторые фотоснимки, дающие общее представление о литологическом характере этих морен.

Нередко в северной Эстонии, но далеко не так часто, как это обычно представляют, можно обнаружить серую морену, залегающую непосредственно на коренных породах и обогащенную обломками и глыбами местных известняков, которые еще не окатаны (табл. I, фиг. 1). Такую морену можно, несомненно, назвать местной мореной. Значительно чаще встречается в северной Эстонии морена, богатая известняковыми галечником и гравием, гальки которых уже более или менее окатаны (табл. III, фиг. 5). Кроме того, такая морена имеет иногда мощность в несколько метров и содержит также кристаллические породы, и в этом случае ее можно рассматривать как «каменистую», но не как местную морену. В северной Эстонии часто встречается серая морена, содержащая сравнительно в небольшом количестве гальки и гравий, а также валуны кристаллических пород (табл. I, фиг. 2).

И в южной Эстонии имеются прекрасные примеры местной морены, как например, красно-бурая морена на пестроцветных девонских песчаниках, в которой встречаются крупные глыбы красного девонского песчаника (табл. II, фиг. 3). Обычно красно-бурая морена сравнительно бедна гальками (табл. III, фиг. 6).

Содержание валунов в моренах Эстонии колеблется в значительных пределах. Местами они встречаются очень редко, местами же их сравнительно много (табл. I, фиг. 2). На табл. IV, фиг. 7 приведен пример значительного содержания валунов и гальки в морене — в канаве весенними водами вымыто из морены большое количество валунов и галек. Места-

ми можно найти также типичные валунные поля (табл. IV, фиг. 8), указывающие на большое содержание валунов в морене.

Морена последнего оледенения в Эстонии залегает или непосредственно на коренных породах или же на более древних четвертичных отложениях. Как в северной, так и в южной Эстонии известно немало местонахождений, где морена покрывает непосредственно коренные породы. В северной Эстонии таких местонахождений известно больше. В целом ряде случаев поверхность известняков и доломитов сглажена ледником и покрыта ледниковыми шрамами; в некоторых случаях встречаются и ледниковые язычки (Schmidt, 1865, Orviku, 1933). В южной Эстонии залегание морены непосредственно на пестроцветных девонских песчаниках и глинистых породах также известно во многих местах. Здесь можно назвать правый склон долины Суур-Эмайыги у Тяхтвере в Тарту, где красно-бурая морена покрывает девонские породы, сильно смятые напором ледника.

На залегание морены последнего оледенения на более древних четвертичных отложениях указывают в своих работах уже К. Гревингк и Ф. Б. Шмидт. В последние годы становится известно все больше такого рода местонахождений. Подморенные четвертичные отложения весьма разнообразны. Обычно это водно-ледниковые отложения, описанные, особенно из окрестностей Тарту, К. Гревингом (1879 и др.), Л. Мюленом (1918), К. Орвику (1946). Залегание красно-бурой морены над водно-ледниковыми мелкозернистыми песками хорошо прослеживается на табл. I, фиг. 2. В последние годы установлен ряд местонахождений в южной Эстонии, где красно-бурая морена залегает непосредственно на более древней, фиолетово-серой морене, возраст которой окончательно не установлен. Имеются данные о залегании морены последнего оледенения на озерно-ледниковых отложениях. В качестве примера можно привести местонахождения Рыngu и Карукюла в южной Эстонии (Orviku, 1940, 1944), где под мореной последнего оледенения залегают межледниковые озерные и болотные отложения. Известны разрезы, в которых морена последнего оледенения покрывает более древние четвертичные отложения, залегание которых нарушено ледниковым напором (Orviku, 1935b). В средней Эстонии, там, где серая морена северной Эстонии сменяется красно-бурой мореной южной Эстонии, установлено залегание первой над второй (табл. II, фиг. 4.), указывающее на незначительное новое продвижение ледника после его отступления.

В то время как в южной, возвышенной части территории Эстонии, в том числе и в пределах крупных, или Саадъярвских, друмлинов более древние подморенные четвертичные отложения широко распространены и нередко имеют мощность в несколько десятков метров, они еще мало известны из северной Эстонии. Но они встречаются и здесь, хотя и в меньшей мере, чем в южной Эстонии. Так, в долине р. Пирита, восточнее Таллина, известно залегание двух разнородных морен; в долине р. Пуртсе известно залегание серой морены над водно-ледниковыми (табл. I, фиг. 2) и озерно-ледниковыми отложениями и др. И в дальнейшем в северной Эстонии можно будет обнаружить подморенные четвертичные отложения в понижениях древнего рельефа, в частности в древних долинах.

Приведенные краткие сведения относительно общего характера серой и красно-бурой морен последнего оледенения в Эстонии, об их распространении и залегании показывают, что литологический состав этих морен тесно связан с местными коренными породами, на что обратили внимание уже Ф. Б. Шмидт и К. Гревингк и о чем говорят также приведенные в дальнейшем количественные показатели. Выяснено, что под мореной последнего оледенения в Эстонии широко распространены и более древние



Фиг. 1. Серая морена, богатая известняковым щебнем, на левом берегу реки Пуртсе у Лохкузе, на известняках среднего ордовика.



Фиг. 2. Серая морена с крупными валунами, покрывающая более древние мелкозернистые слоистые водно-ледниковые пески. Правый берег реки Пуртсе к северу от железной дороги.

ТАБЛИЦА II



Фиг. 3. Красно-бурая морена на южном склоне древней долины р. Вильянди, между Вильянди и Тянасильма: глыбы девонского красного песчаника в мелкозёме морены над коренными девонскими песчаниками.



Фиг. 4. Залегание серой морены на красно-бурой морене (молоток на границе обеих морен), а последней — на водно-ледниковых мелкозернистых слоистых песках в карьере Уула, западнее ТЭЦ Улила.



Фиг. 5. Серая морена, богатая щебнем карбонатных пород, севернее шоссе Таллин—Тарту, у Коэе.



Фиг. 6. Красно-бурая морена, бедная гальками, в абразивном уступе Тамме, на восточном берегу озера Вьртсъярв.

ТАБЛИЦА IV



Фиг. 7. Фиолетово-серая морена, очень богатая галькой и валунами, в одной свежеврытой канаве у Орайы, западнее шоссе Пярну-Рига, гальки и валуны вымыты из морены текучей водой и представляют собой русловый аллювий.



Фиг. 8. Валунное поле на северном, пологом склоне древней долины Суур-Эмайыги, у Ыви.

четвертичные отложения. Это свидетельствует о том, что и последние имели определенное влияние на литологический характер морены последнего оледенения в Эстонии, но значение их в образовании состава морены труднее установить.

Метод исследования морен

Приступая в 1939 году к изучению количественных соотношений пород в моренах Эстонии, мы должны были решить вопрос о методе исследования. Как известно, имеется ряд соответствующих методов, которые применяются в этих целях с конца XIX столетия. Все они построены исходя из того положения, что в литологическом характере морен отражается литологическое строение тех территорий, через которые ледник продвигался. Так как направление движения ледника в различные ледниковые времена было разным, то и литологический характер разновозрастных морен на одной и той же территории должен быть разным.

При ознакомлении с количественными методами изучения литологии, с методами В. Мильтерса (Milthers, 1909), Ю. Хеземана (Hesemann, 1932), К. Рихтера (Richter, 1933), Г. Мюнниха (Münnich, 1936) и др., выяснилось, что, проводя исследования на разных территориях, необходимо для получения количественных характеристик морен исходить из разных групп пород, соответственно местным условиям. На это обратил внимание также П. Эскола (Eskola, 1933, стр. 36). Он отметил, что для территории Латвии такими группами пород, количественные соотношения которых позволили бы выявить характерные черты морен, могут быть: 1) породы со дна Балтийского моря, Ботнического залива, с Аландских островов и из прибрежных областей Ботнического залива в Швеции и в Финляндии; 2) породы Смоланда, Центральной и Южной Швеции и 3) породы Норвегии, в то время как кристаллические породы Финляндии, как мало характерные, не должны учитываться.

Мы в своих опытах, начатых в 1939 году, брали для анализа не менее 10 кг, а в отдельных случаях до 30 кг воздушно-сухой морены. Опыт первых анализов показал, что сбор, транспортировка и обработка таких больших количеств исходного материала не позволяют выполнить большого количества анализов.

Из исходного материала ситовым анализом были выделены фракции галечниковая (60—20 мм) и гравийная (20—2 мм); количественные соотношения групп горных пород были определены отдельно в следующих фракциях: 60—20 мм, 20—10 мм, 10—5 мм. В каждой из этих фракций количественные соотношения групп горных пород были определены на основании количества зерен и веса каждой отдельной группы горных пород.

Как показали исследования Ф. Б. Шмидта, К. Гревингга и Х. Хаузена, морены Эстонии состоят, с одной стороны, из материала кристаллических пород Финляндии и дна Балтийского моря (Ботнического залива) и, с другой стороны, из материала осадочных пород, являющихся коренными на территории Эстонии. Исходя из этого, было решено в первую очередь выяснить количественные соотношения галек в гравелисто-гравийных фракциях (60—5 мм) морен следующих групп пород:

кристаллические породы,
карбонатные породы,
кембрийские песчаники,
девонские песчаники,
остальные.

К группе кристаллических пород были отнесены все изверженные и метаморфические породы, кроме метаморфических известняков и кварцитов, содержание которых в указанных фракциях очень незначительно и которые поэтому были причислены к группе «остальные». Выходы пород этой группы расположены в Финляндии и на дне северной части Балтийского моря. Так как в моренах Эстонии валуны и гальки кристаллических сланцев и гнейсов часто настолько выветрелые, что они при взятии проб для анализа обычно распадаются на мелкие кусочки, то мы избегали включать их в пробу, так как они могли изменить литологический (минералогический) характер и количественные соотношения более мелких фракций морен. Исключение галек названных пород из пробы, конечно, в определенных пределах изменяет соотношения пород в более крупных фракциях. Но это изменение не является значительным.

В группу карбонатных пород включены все осадочные известняки и доломиты ордовика и силура, которые являются коренными породами территории Эстонии. В эту группу не входят среднедевонские карбонатные породы. Но так как последние не всегда легко могут быть отделены от первых, то они частично отнесены в общую группу карбонатных пород.

Группа кембрийских песчаников выделяется в основном в морене, распространенной к северу от североэстонского плато. Так как морены из этой полосы почти не подвергались изучению, то значение этой группы в рассматриваемом материале незначительно, и она в приводимых в работе анализах не указывается.

К группе девонских песчаников причислены песчаники, которые без всяких оговорок можно отнести к девону. В эту группу входят гальки и других девонских пород — мергелей, мергелистых доломитов и др., но их обычно очень мало.

Группа остальных пород обычно незначительна и поэтому в приводимых в работе анализах не показывается.

В нижеследующем (табл. 1) приведены некоторые данные количественно-литологических анализов, выполненных в 1939—1940 гг. при изучении геологии межледниковых и межстадиальных отложений Эстонии. В местонахождениях Рыngu и Карукюла красно-бурая морена представляет собой поверхностную морену, образовавшуюся во время валдайского оледенения. Она покрывает отложения днепровско-валдайского межледниковья, под последними же залегает серая морена днепровского оледенения. В местонахождении же Камера между верхней, красно-бурой, и нижней, фиолетово-серой, моренами залегают межстадиальные отложения, и обе морены, вероятно, образовались во время валдайского оледенения, но в разные стадии последнего.

Сравнение приведенных данных показывает, что литологию морен хорошо характеризуют количественные соотношения групп пород во фракции 10—5 мм, несомненно благодаря значительному содержанию галек (зерен) в этой фракции (учитывая количество использованного для анализа материала).

На основании полученных данных можно заключить, что в местонахождении Рыngu морена валдайского оледенения содержит меньше карбонатных и больше девонских пород, чем морена днепровского оледенения; содержание кристаллических пород в них почти одинаковое. Если учесть, что в группу остальных пород, которая в красно-бурой морене занимает сравнительно большое место, попали отчасти и зерна кристаллических пород, — что очень вероятно, — то можно считать, что валдайская морена более богата и кристаллическими породами, чем днепровская мо-

Количественные соотношения кристаллических, карбонатных и девонских (песчанки) пород в моренах месторождений Рыгу, Карукюла и Камера

Местонахождение	Проба	Вес исходной пробы, кг	Фракция $\lt; 2 \text{ мм.}$ %	Фракция, мм	Общий вес фракции, г	Количество фракции во фракции	Карбонатные породы		Кристаллические породы		Девонские породы		Остальные	
							вес, %	количество, %	вес, %	количество, %	вес, %	количество, %	вес, %	количество, %
Рыгу	Красно-бурая (верхняя) морена	10,0	16,0	20—10 10—5 60—5	401 285	146 350	76,1 69,1 79,0	67,8 65,6 66,4	13,5 19,0 14,2	16,4 21,4 20,6	8,7 5,6 4,8	13,0 7,1 7,7	1,7 6,3 2,0	2,7 5,9 5,3
		10,0	13,7	20—10 10—5 60—5	355 367	148 1267	87,9 75,5 81,7	87,2 75,3 76,1	5,9 20,2 14,1	7,4 20,4 19,0	2,3 3,3 2,2	2,7 3,3 3,2	3,9 1,0 2,0	2,7 1,0 1,7
Карукюла	Красно-бурая (верхняя) морена	21,6	2,4	20—10 10—5 60—5	79 134	40 490	— 0,2 —	— 0,2 —	86,1 91,0 80,8	85,0 91,8 90,1	6,3 8,8 5,9	10,0 8,0 8,9	7,6 — 13,3	5,0 — 1,0
		34,6	18,6	20—10 10—5 60—5	1353 1274	533 4117	73,9 66,0 75,2	73,4 63,6 65,2	21,1 30,9 20,9	21,4 33,1 31,4	1,9 0,9 0,8	2,3 1,1 1,2	3,1 2,2 3,1	2,9 2,2 2,2
Камера	Красно-бурая (верхняя) морена	10,0	16,1	20—10 10—5 30—5	392 343	138 1041	77,8 69,1 71,0	76,1 68,0 68,9	16,4 20,1 23,1	13,0 22,2 21,2	3,6 7,3 3,2	7,4 6,8 6,8	2,2 3,5 2,7	3,5 3,0 3,1
		10,0	17,1	20—10 10—5 60—5	493 453	201 1368	78,3 71,5 67,5	76,1 70,5 71,1	17,4 22,3 17,8	18,9 23,2 22,5	3,7 5,1 14,1	4,5 5,4 5,5	0,6 1,1 0,6	0,5 0,9 0,9

рена. Валдайская морена в Рыngu также более богата девонскими породами, чем днепровская морена.

Валдайская морена в местонахождении Карукюла характеризуется незначительным содержанием крупных фракций — 2,49% и большим содержанием кристаллических пород. Так как морена здесь маломощная и полностью входит в почвенный слой, то можно полагать, что под влиянием почвообразовательного процесса содержание карбонатных пород в ней, вероятно, уменьшилось. Имея в виду последнюю возможность, приходится считать валдайскую морену здесь более бедной карбонатными породами, чем днепровскую морену. Значительны различия и в содержании галек девонских песчаников в разновозрастных моренах Карукюла.

Приведенные данные показывают, что в южной Эстонии, по данным местонахождений Рыngu и Карукюла, где возраст литологически разных морен определен днепровско-валдайскими межледниковыми отложениями между ними, днепровская и валдайская морены хорошо характеризуются количественным соотношением групп карбонатных, кристаллических и девонских пород, причем днепровская морена более богата карбонатными породами и более бедна кристаллическими и девонскими породами, чем валдайская морена. Такое различие отмечается уже в общем характере морен. Количественно-литологический анализ лишь подтверждает это цифровыми данными.

Этот вывод позволяет оценить результаты анализов морен в местонахождении Камера, где мы имеем дело также с двумя разными моренами — с красно-бурой сверху и фиолетово-серой внизу, между которыми залегают глинисто-песчаные отложения с остатками тундровых растений и со створками пресноводных моллюсков. Приведенные в табл. 1 данные показывают, что количественные соотношения рассматриваемых групп пород в красно-бурой морене в Камера примерно такие же, как и в красно-бурой морене в Рыngu. Это показывает, что в обоих местонахождениях красно-бурая морена, несомненно, одновозрастна — относится ко времени валдайского оледенения.

В Камера количественные соотношения групп пород в фиолетово-серой морене сравнительно близки к таковым в красно-бурой морене, хотя в первой и содержится больше карбонатных пород и меньше девонских песчаников, чем в последней, но это различие не выступает настолько ясно, как в серой морене из местонахождений Рыngu и Карукюла. Поэтому, исходя из количественно-литологического анализа, нельзя считать фиолетово-серую морену в Камера днепровской мореной, но правильнее отнести ее к более древней стадияльной морене валдайского оледенения.

Уже первые анализы, выполненные с целью определения количественных соотношений групп карбонатных, кристаллических и девонских пород в моренах Эстонии, показали, что полученные данные позволяют хорошо охарактеризовать разновозрастные морены. Эти результаты побудили нас продолжить соответствующие работы и после войны, причем в ход анализа были внесены некоторые изменения.

Были выделены те же три основные группы пород, что и раньше. Предполагалось выяснить количественные соотношения этих групп пород в таких фракциях, в которых отдельные зерна (галки) имеют величину, позволяющую еще различать породы. Было предусмотрено изучить по возможности больше проб, с тем чтобы получить общую картину литологии морен для территории Эстонии. Как уже было отмечено, использование для анализа по меньшей мере 10 кг исходного материала затрудняло работу, и поэтому пришлось подумать об уменьшении его количества. Необходимо было создать условия, облегчающие сбор и обработку проб,

с другой же стороны, результаты анализов должны были быть не хуже результатов, полученных при первых работах.

Как можно убедиться (табл. 1), при исходном материале не менее 10 кг воздушно-сухой породы данные анализа фракции 10—5 мм в каждой группе показывают, что количественные соотношения сравниваемых групп пород, вычисленные по количеству галек и по весу, имеют близкие значения. Это, конечно, объясняется большим содержанием галек в указанной фракции при таком количестве исходного материала. В этой фракции гальки еще настолько крупные, что в большинстве случаев они представлены породами, а не отдельными минералами последних. Ввиду этого при возобновлении работ было решено уменьшить количество исходного материала примерно до 3 кг воздушно-сухой породы, а количественные соотношения групп пород установить во фракции 10—5 мм по весовым данным. При таком уменьшении количества исходного материала количество галек во фракции 10—5 мм, по данным анализов 1939 года, колеблется в пределах 250—500, в среднем же по девяти анализам оно составляет 360 — это в том случае, если в изучаемой морене количество галек диаметром более 2 мм превышает 13% (см. табл. 1). Такое количество галек достаточно для того, чтобы получить данные, характерные для соотношения групп пород.

Но следует отметить, что при взятии проб примерно в таком количестве, которое необходимо для получения 3 кг воздушно-сухой породы, не удается получить представления о содержании галечниковой фракции в морене. Поэтому при вычислении соотношений групп пород учитывался лишь такой исходный материал, который не содержал галек диаметром более 20 мм. Все это привело к тому, что проба в природе бралась весом примерно в 3,5—4 кг (полный мешок размером 30×20 см).

Еще большее уменьшение количества исходного материала нежелательно потому, что с уменьшением гравийной фракции (в данной работе фракции 20—1 мм) в морене (вернее, в пробе, не содержащей галечниковой и более грубых фракций) уменьшается и число галек во фракции 10—5 мм, в которой определяются соотношения групп пород, настолько, что получаемые результаты можно считать недостаточно показательными. Для иллюстрации приведем несколько примеров (табл. 2).

Таблица 2

Количество галек во фракции 10—5 мм при весе исходной пробы в 3 и 1 кг

Морена	№ пробы	Исходный вес пробы, кг	Фракция 20—1 мм, %	Количество галек во фракции 10—5 мм	Количество галек во фракции 10—5 мм	
					при исходном весе в 3 кг (вычислено)	при исходном весе в 1 кг (вычислено)
Серая	196	3,4	29,3	927	918	306
	444	3,7	24,5	630	510	170
	167	2,8	17,0	333	357	119
Красно-бурая	183	3,3	16,0	420	381	127
	443	2,8	12,8	219	234	77
	254	4,9	10,7	331	204	68
	253	5,0	7,0	196	118	39
	333	3,9	2,1	70	54	18

Из данных табл. 2 видно, что если исходный материал взят весом в 3 кг, то число галек во фракции 10—5 мм составляет более 200, при содержании гравийной фракции более 13%. В моренах с содержанием гравийной фракции менее 13% число галек во фракции 10—5 мм в большинстве случаев меньше 200, но превышает 100, за исключением тех морен, в которых гравия содержится менее 5%, но количество таких образцов все же сравнительно невелико (см. рис. 2). Все это показывает, что в том случае, когда желательно установить соотношения групп пород в грубогравийной фракции морены (10—5 мм), необходимо исходный материал брать весом примерно в 3 кг; в том же случае, когда уже на глаз можно установить малое содержание гравия в морене, желательно пользоваться большим количеством исходного материала; в частности, это относится к красно-бурым разностям валдайской морены, распространенным в южной Эстонии.

При анализе меньших количеств проб морен, чем примерно 3 кг, были получены данные, которые говорят о таких же соотношениях групп пород в грубогравийной фракции морен, какие были получены при анализе больших количеств проб примерно с таким же общим содержанием гравия. Это показывает, что в случае необходимости, например, при малом количестве (1—2 кг) породы, как это часто бывает при анализе бурового материала, ее можно изучать на соотношение групп пород и в грубогравийной фракции. Но предпочтительнее все же работать с количеством исходного материала примерно в 3 кг.

Уже выполненные в 1939—1940 гг. анализы показали, что соотношения групп пород во фракции 10—5 мм близки к соотношениям групп пород во фракции 60—5 мм в целом (см. табл. 1). Это позволяет говорить о том, что определяя соотношение групп пород во фракции 10—5 мм, мы тем самым устанавливаем характерные количественные соотношения изучаемых групп пород в гравийных фракциях в целом. Это подтвердилось и работами, начатыми после войны, когда в ряде случаев соотношения групп пород устанавливались раздельно во фракциях 20—10, 10—7, 7—5, 5—4 мм (табл. 3).

Таблица 3

Сравнение количественных соотношений карбонатных, кристаллических и девонских пород во фракциях 10—5 и 20—4 мм

Морена	№ пробы	Исходный вес пробы, кг	Содержание пород во фракции 10—5 мм, %			Содержание пород во фракции 20—4 мм, %		
			карбонатных	кристаллических	девонских	карбонатных	кристаллических	девонских
Серая	164	2,7	96,1	3,9	—	95,4	4,6	—
	199	2,5	73,5	24,3	—	76,0	21,4	—
	444	3,7	89,4	10,2	—	92,0	8,0	—
Красно-бурая	109	4,6	79,9	19,5	0,6	79,7	18,9	1,4
	142	3,7	75,0	18,0	7,0	75,3	17,0	7,7
	267	4,2	58,5	36,1	4,7	61,1	36,0	2,3

Данные анализов, выполненных как до войны, так и после войны, показывают, что содержание галек карбонатных пород в изученных фракциях уменьшается в сторону более мелких фракций и, наоборот, увеличивается содержание кристаллических пород (табл. 4).

Изменение содержания карбонатных и кристаллических пород в гравийных фракциях морен

Морена	№ пробы	Породы	Содержание пород (в %) во фракциях			
			20—10 мм	10—7 мм	7—5 мм	5—4 мм
Серая	199	Карбонатные	84,4	76,0	70,7	57,1
		Кристаллические	15,6	20,6	28,5	30,0
	431	Карбонатные	91,7	84,7	82,4	74,0
		Кристаллические	8,3	15,3	17,3	25,6
Красно-бурая	263	Карбонатные	64,5	47,9	45,8	44,5
		Кристаллические	28,5	46,1	47,2	50,9
	334	Карбонатные	85,4	68,3	64,7	63,4
		Кристаллические	4,7	17,2	19,8	26,7

Такое явление вполне понятно, если иметь в виду, что карбонатные породы менее устойчивы по отношению к изнашивающей деятельности ледников. Это хорошо прослеживается и в песчаных фракциях, в которых зерна карбонатных пород обычно отсутствуют; но уже в алевритовых и глинистых фракциях мелкозёма содержание карбонатных пород снова увеличивается за счет ледниковой муки. Следует отметить, что в то время как еще в гравийных фракциях количество карбонатных пород с увеличением диаметра галек увеличивается, в галечниковых и валунных фракциях количество карбонатных пород быстро уменьшается. Общеизвестно, например, что среди эрратических валунов, распространенных местами в большом количестве на поверхности земли, на валунных полях, практически не встречается валунов местных карбонатных пород.

Все это показывает, что карбонатные породы, как характерная составная часть морен, хорошо устанавливаются лишь в определенных фракциях, особенно во фракциях 10—7 и 7—5 мм, так как в них изменение количеств карбонатных и кристаллических пород примерно такое же, как и во фракции 20—4 мм.

Если исходить из материала примерно в 3 кг, то количественные соотношения групп пород будут приблизительно одинаковыми, независимо

Таблица 5

Соотношения карбонатных, кристаллических и девонских пород, полученные по числу и по весу галек

Морена	№ пробы	Исходный вес пробы, кг	Число (1), вес (2) галек	Содержание пород во фракции 10—5 мм, %		
				карбонатных	кристаллических	девонских
Серая	114	3,9	1	73,8	26,2	—
			2	72,5	27,5	—
	167	2,8	1	80,0	19,7	—
			2	80,0	19,4	—
Красно-бурая	126	5,1	1	62,0	30,4	7,6
			2	63,0	29,0	8,0
	286	2,6	1	59,3	30,0	10,7
			2	60,5	31,5	8,0

от того, определяются ли они на основании числа галек или на основании их веса. Это положение иллюстрируют данные анализов, выполненных нами в последние годы (табл. 5), которые подтверждаются соответствующими результатами анализов 1939—1940 гг. (см. табл. 1).

Несколько замечаний о сборе проб. При сборе проб морен обращалось внимание на то, чтобы морена была свежей, т. е. без явных следов выветривания. Учитывая мощность почвенного слоя, пробы брались обычно на глубине не менее 1—1,5 м. Так как хороших обнажений морен в Эстонии мало, то взятие проб для анализа было в большинстве случаев связано с раскопками.

Выше уже отмечалось, что для того, чтобы получить примерно 3 кг воздушно-сухой породы, не содержащей галечниковых фракций, проба бралась весом в 4—5 кг. Это было тем более необходимо, что из каждой пробы предусматривалось сохранить для дальнейших исследований 0,3—0,5 кг.

Проба морены бралась по принципу монолита — весь материал брали из одного места, и, таким образом, он не представлял собой среднюю пробу в данном месте. При этом из пробы исключались выветрелые гальки метаморфических пород, так как они могут рассыпаться и изменить природную картину более мелких фракций; также избегали брать для пробы гальки диаметром более 20 мм. Таким образом, в отношении метаморфических пород образец не дает полной картины и является пробой, характеризующей морену данной местности только начиная с гравийной фракции.

Возникает вопрос, являются ли такие монолитные пробы морен достаточно характерными и не следовало бы брать все же средние пробы. Для проверки того, насколько такие монолитные пробы отражают общий литологический характер морены данной местности, было проведено несколько параллельных анализов проб из одного и того же местонахождения: в пяти случаях на материале каждой разновидности морены было выполнено по четыре анализа на содержание гравийной фракции. Максимальные различия в содержании гравия в проанализированных четырех пробах были: 0,3, 0,9, 1,8, 2,0, и 2,4%, т. е. незначительные. Это показывает, что пробы, взятые в виде монолита, дают характерную картину содержания гравия в морене, а также и в более мелких фракциях, и тем самым оправдывают себя, тем более, что из-за ограниченного обнажения морен взятие средних проб затруднено.

Приведем некоторые данные о лабораторной обработке проб. Из каждой пробы было выделено примерно 0,1 кг для хранения в качестве образца пробы и примерно 0,5 кг для возможных последующих исследований. Вся остальная часть пробы подвергалась анализу для определения в первую очередь гравийности морены и соотношения групп карбонатных, кристаллических и девонских пород. Для этого бралась проба воздушно-сухой породы, извешивалась, путем просеивания в одной части пробы выделялось примерно 10 г мелкозёма с диаметром частиц менее 0,1 мм; в большей же части проб выделялось 150—200 г мелкозёма с диаметром частиц менее 1 мм для дальнейшего уточнения гранулометрического состава пробы. После этого вся проба для анализа перемывалась водой на ситах 0,1 или 1,0 мм, с целью удаления из нее всего мелкозёма. Остаток крупных фракций высушивался до воздушно-сухого состояния и разделялся на фракции 20—10, 10—7, 7—5, 5—4, 4—3, 2—1 мм (частично и 1—0,5, 0,5—0,25, 0,25—0,1 мм) ситовым методом для получения данных о гранулометрическом составе пробы морены. При определении гранулометрического состава морены не учиты-

вался материал крупнее 20 мм; соответственно исключению последнего корректировался и начальный вес исходной пробы.

Количественные соотношения групп пород устанавливались частично во фракциях 20—10, 10—7, 7—5, 5—4 мм, частично же только во фракциях 10—7 и 7—5 мм. Группы пород определялись макроскопически, так как гальки для этого были достаточно большими. Соотношения групп пород устанавливались взвешиванием, отчасти также по числу галек.

Проведенная работа показывает, что для литологической характеристики морен достаточно выделить гравийные фракции (20—1 мм) и из них во фракциях 10—5 мм определить количественное соотношение групп пород.

Для установления содержания галечниковых фракций в моренах с 1952 года проводились рамковые анализы.

При сборе и обработке проб морен определялся также цвет морен. В последующем приведены данные о цвете морен, о содержании гравийных фракций морен на основе ситового анализа, о содержании галечниковых фракций морен на основе рамковых анализов, о количественном соотношении кристаллических, карбонатных и девонских пород как в галечниковых, так и в гравийных фракциях. Приводимые данные относятся только к моренам последнего, валдайского оледенения (Орвику, 1956).

Цвет морены

Цвет морены нередко считают характерным для определения возраста морены. Это, несомненно, правильно, но только при условии, если учитывать и другие характерные черты строения морены, а также общегеологические условия данной местности. Так, например, в местонахождении Рынку цвет верхней и нижней морен можно считать характерным для возрастной характеристики этих морен в данной местности: морена валдайского оледенения здесь красно-бурая, а морена днепровского оледенения — серая.

Но правы и те исследователи, которые предостерегают пользоваться цветом морен как характерной чертой для определения их возраста. В качестве примера можно привести морену валдайского оледенения в пределах территории Эстонии. Цвет последней значительно меняется в соответствии с тем, над какими коренными породами морена здесь залегает. На это обращалось внимание неоднократно, начиная с работ Ф. Б. Шмидта и К. Гревинга. Если на такой небольшой территории, каковой является территория Эстонии, морена последнего оледенения имеет разный цвет, то можно предполагать, что и цвет морены предпоследнего оледенения на этой же территории был непостоянным.

Если цвет морены при определенных условиях можно с успехом использовать в качестве характерной ее черты, то нет более подходящего метода для быстрого определения цвета, чем визуальное определение.

Обычно цвет морены определяется непосредственно в обнажении. В последнем мы имеем перед глазами значительную поверхность морены, и поэтому впечатление о цвете морены является вполне убедительным. Но если знать, что в пределах основного цвета морены встречается целый ряд разных тонов, что морена в обнажении может быть в разной степени увлажнена и что в обнажении мы имеем перед глазами все же только одну разность морены, то становится понятным, что визуальное определение цвета морены в обнажении весьма субъективно и что при этом можно часто ошибаться в определении тонов того или

другого цвета. Кроме того, конечно, важно, чтобы цвет морены определялся на невыветрелой морене. Общеизвестно, насколько изменяется, например, цвет красно-бурой морены в южной Эстонии под влиянием почвообразовательного процесса в подзолистых или в загленистых почвах и т. д. Так как использованные нами пробы морен брались по возможности из морен, не подвергавшихся выветриванию, то они были использованы и для характеристики цвета морены.

Для того чтобы получить более объективное представление о цвете изученных проб морен, цвет определялся на воздушно-сухих пробах, причем все пробы сравнивались между собой. При таком определении цвета морены в пределах морены последнего оледенения, которая, как было указано выше (стр. 214—218), в Эстонии представлена на выходах ордовика и силура серой мореной и на выходах девонских песчаников красно-бурой мореной, можно было выделить целый ряд тонов обоих основных цветов морены.

В пределах серой морены можно было выделить 17 тонов, сгруппировав их следующим образом:

светло-коричневато-серый	в 56 случаях
светло-желтовато-серый	„ 54 „
серовато-желтый	„ 19 „
серый	„ 13 „
светло-серый	„ 17 „
синевато-серый	„ 22 „
остальные серые тона	„ 43 „
<hr/>	
серый цвет в 224 случаях	

Как видно из картограммы (рис. 1), серая морена встречается исключительно в северной Эстонии. Южная граница распространения серой морены совпадает в общих чертах не с южной границей силура, а с южной границей наровского горизонта среднего девона. Такое распространение серой морены последнего оледенения в Эстонии общеизвестно и объясняется тем, что в северной Эстонии коренными породами являются в общем породы серого цвета — известняки и доломиты, из которых лед при продвижении захватил настолько много материала, что последний и определил здесь цвет морены. Таким образом, приведенные данные указывают, со своей стороны, на тесную связь цвета морены с цветом коренных пород. Распространение серой морены и на выходах пярнуского и наровского горизонтов среднего девона объясняется также цветом пород названных горизонтов — эти породы в основном серые. Здесь же необходимо отметить, что в пределах распространения серой морены, в частности на выходах пярнуского и наровского горизонтов, встречается местами фиолетово-серая морена. Фиолетово-серая морена в пределах распространения серой морены, вероятно, получила определенный фиолетовый оттенок от незначительной примеси красноцветных пород среднего девона, которые встречаются отчасти и в пярнуском, и в наровском горизонтах.

В южной Эстонии, где на поверхность выходят в основном красноцветные песчаники девона, распространена красно-бурая морена, которая представлена четырьмя тонами:

темно-красно-бурым	в 43 случаях
красно-бурым	„ 61 „
светло-красно-бурым	„ 52 „
желтовато-бурым	„ 41 „

красно-бурый цвет в 197 случаях

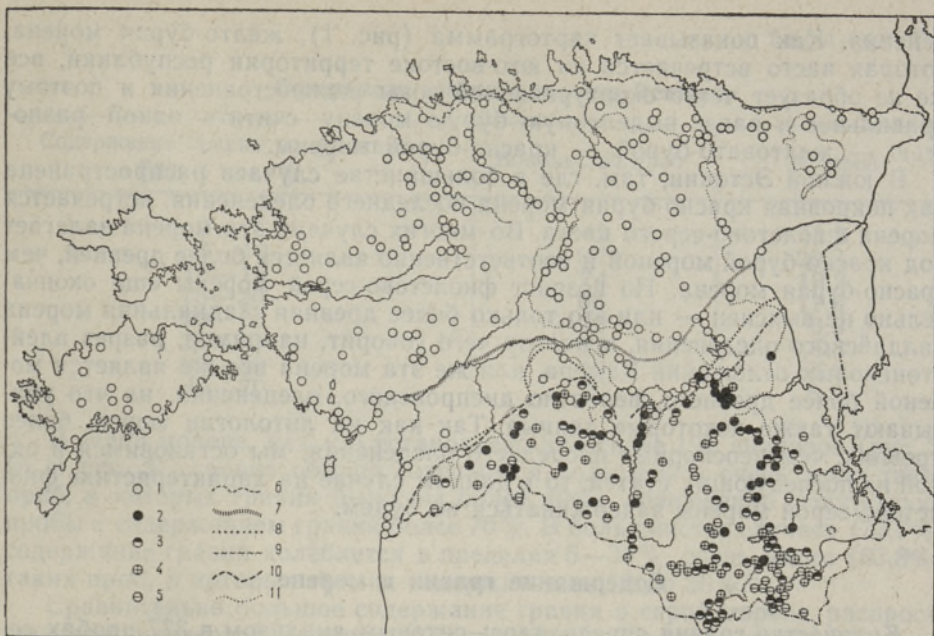


Рис. 1. Цвет морен Эстонии. 1 — разности серой морены северной Эстонии, в том числе и фиолетово-серая разность в пределах распространения серой морены; цветные разности красно-бурой морены южной Эстонии; 2 — темно-красно-бурая морена; 3 — красно-бурая морена; 4 — светло-красно-бурая морена; 5 — желтовато-бурая морена; 6 — северная граница выходов ордовикских известняков и доломитов; 7 — граница выходов силура и среднего девона; 8 — северная граница выхода арукюлаского горизонта; 9 — северная граница выходов верхнедевонских карбонатных пород; 10 — граница распространения серой и красно-бурой морены (обозначена и на рис. 3, 5—7, 10—14); 11 — граница между низменной и возвышенной частями территории Эстонии.

В распространении морен с указанными оттенками отмечается определенная закономерность. Распространение морены темно-красно-бурого цвета совпадает в общих чертах с выходом арукюлаского горизонта, породы которого характеризуются особенно интенсивными красными оттенками, как, например, в обнажениях г. Вильянди, у Тамме на восточном берегу озера Вьртсъярв, в окрестностях г. Тарту, у Калласте на западном берегу озера Пейпси и др. Чем дальше на юг и юго-восток от этой полосы, тем светлее становится цвет морены — это объясняется, несомненно, тем, что начиная с буртниецкого горизонта и выше, породы среднего и верхнего девона являются более светлыми, частично даже белыми, как, например, в обнажениях на реке Ахья, в Хельме, у Пиуза и др. Нельзя также забывать того, что в южной части территории Эстонии имеется сравнительно много четвертичных отложений, более древних, чем последнего оледенения, цвет которых в общем светлый. Поэтому можно предполагать, что на строение и цвет красно-бурой морены эти отложения имели определенное влияние. Хотя пока еще нет конкретных данных, но очень вероятно, что в юго-восточной Эстонии, где на поверхность выходят уже серые верхнедевонские доломиты и известняки, последние здесь частично повлияли и на цвет морены.

До получения приведенных выше данных автором настоящей статьи была выделена в юго-восточной Эстонии бурая морена последнего оле-

денения. Как показывает картограмма (рис. 1), желто-бурая морена, которая часто встречается на юго-востоке территории республики, все же не образует четко оконтуриваемой зоны распространения и поэтому правильнее и ранее выделенную бурую морену считать одной разновидностью — желтовато-бурой — красно-бурой морены.

В южной Эстонии, там, где в большинстве случаев распространена как покровная красно-бурая морена последнего оледенения, встречается морена фиолетово-серого цвета. Во многих случаях эта морена залегает под красно-бурой мореной и соответственно является более древней, чем красно-бурая морена. Но возраст фиолетово-серой морены еще окончательно не выяснен — или это только более древняя стадияльная морена валдайского оледенения, в пользу чего говорит, например, разрез плейстоценовых отложений Камера, или же эта морена все же является мореной более древнего, вероятно днепровского, оледенения, на что указывают также некоторые данные. Так как на литологии морен, более древних, чем неоспоримо последнего оледенения, мы остановимся в одной из последующих статей, то в данном случае на характеристике фиолетово-серой морены задерживаться не будем.

Содержание гравия в морене

Количество гравия определялось ситовым анализом в 377 пробах серой и красно-бурой морен последнего оледенения, во фракциях 20—1 мм, т. е. в данном случае к гравийной фракции причислялась и фракция 2—1 мм, которую часто относят к пескам. Полученные данные показывают, что содержание фракции 2—1 мм в пробах часто бывает выше содержания других гравийных фракций морен, образуя $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{3}$ всего количества гравия. В нижеследующем (табл. 6) приведены некоторые данные о содержании фракции 2—1 мм в моренах.

Таблица 6

Некоторые данные о содержании в моренах фракции 2—1 мм (в %)

№ пробы	Фракция 20—1 мм	Фракция 2—1 мм	Количество фракции 2—1 мм во фракции 20—1 мм
396	68,9	8,8	12,8
438	34,8	6,4	18,4
268	17,1	5,0	30,0
233	5,5	2,6	47,3
73	2,9	1,5	54,0

Можно сказать, что с уменьшением количества гравия в морене увеличивается значение фракции 2—1 мм. Если серая морена более богата гравием, то она в то же время менее богата фракцией 2—1 мм, чем красно-бурая морена.

Данные о содержании гравия в морене на основании анализа 377 проб приведены в табл. 7.

Данные табл. 7 показывают, что наибольшее количество (76,5%) проб содержит гравия до 21%; особенно много (28,2%) проб с содержанием гравия от 5 до 10%. Эти данные все же являются средними. Более характерны данные, полученные отдельно для серой и красно-бурой морен.

Содержание гравия в моренах Эстонии

Содержание гравия во фракции 20—1 мм, %	Количество проб	% проб
0—5	43	11,5
5—10	107	28,3
10—15	74	19,2
15—20	66	17,6
20—25	23	6,2
25—30	22	5,8
30—40	19	5,2
40—70	23	6,2

В серой морене, как это установлено на основе 192 анализов (рис. 2, IA и рис. 3), гравия обычно содержится более 5% и очень мало таких проб, в которых гравия было бы более 40%; совершенно отсутствуют пробы с содержанием гравия более 70%. В большинстве случаев (73,7%) содержание гравия колеблется в пределах 5—30%, очень много (63,8%) таких проб, в которых гравия содержится от 10 до 30%.

Сравнительно большое содержание гравия в серой морене, распространенной в северной Эстонии, общеизвестно, и объясняется тем, что в серой морене находится много материала ордовикских и силурийских карбонатных пород.

Как показывают данные 185 анализов (рис. 2, IIA, рис. 3), в красно-бурой морене гравия содержится значительно меньше, чем в серой морене: среди проб отсутствуют такие, в которых было бы более 30% гравия. В большинстве случаев (92,4%) содержание гравия колеблется от 0 до 15%; очень много (85,4%) таких проб, в которых содержание гравия достигает 5—15%. Меньшее содержание гравия в красно-бурой морене по сравнению с серой моренной обусловлено тем, что эта морена включает много материала девонских песчаных пород, выходы которых имеются в южной Эстонии, содержание же в ней галек карбонатных пород вследствие более длительного переноса значительно уменьшилось.

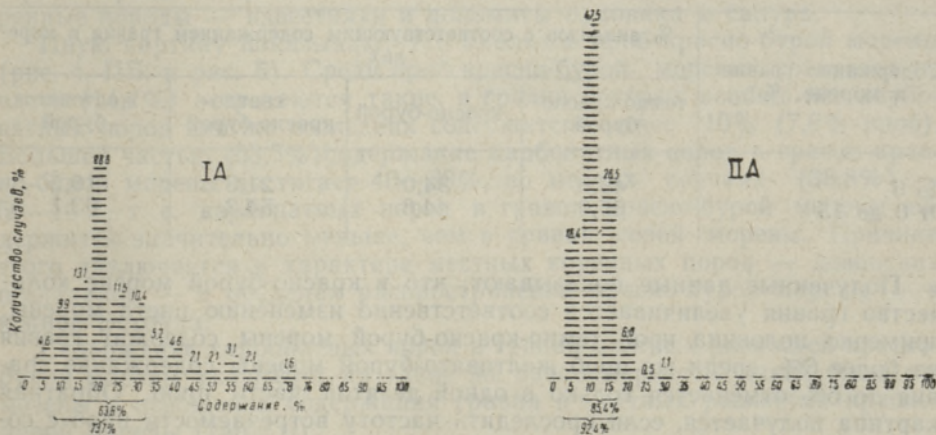


Рис. 2. Содержание гравийной фракции (20—1 мм) в моренах. IA — в серой морене северной Эстонии; IIA — в красно-бурой морене южной Эстонии.

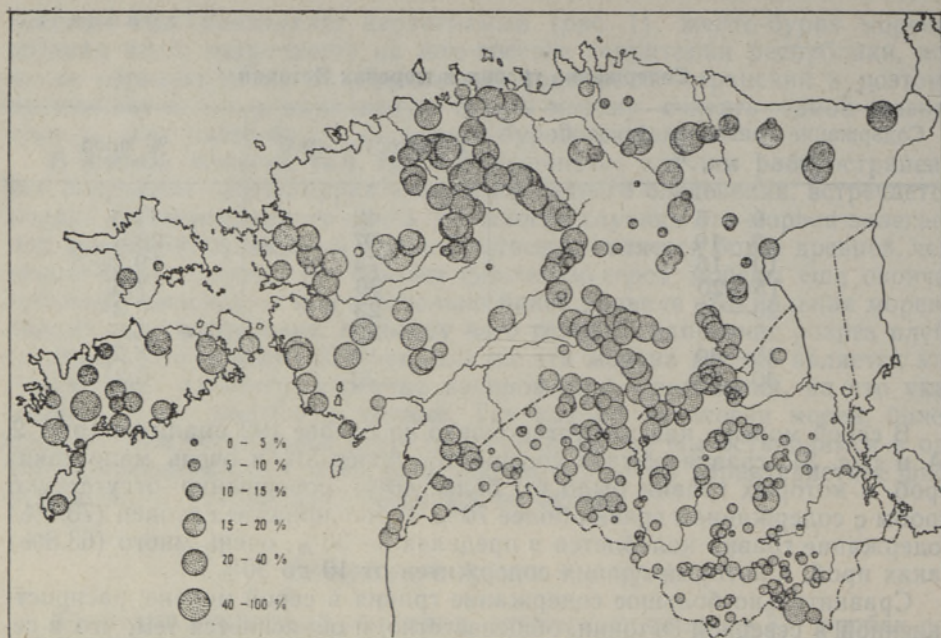


Рис. 3. Содержание гравийной фракции (20—1 мм) в серой и красно-бурой моренах валдайского оледенения Эстонии.

Определенный интерес представляет содержание гравия в цветных разностях красно-бурой морены. К настоящему времени по каждой разности имеется только 40—50 анализов и поэтому полученные данные являются предварительными. Ниже приведены наиболее характерные данные этих анализов (табл. 8).

Таблица 8

Содержание гравия в цветных разностях красно-бурой морены

Содержание гравия в морене, %	% анализов с соответствующим содержанием гравия в моренах			
	темно-красно-бурой	красно-бурой	светло-красно-бурой	желтовато-бурой
До 6	48,8	34,0	21,8	10,5
От 8 до 15	35,0	44,6	54,3	63,1

Полученные данные показывают, что в красно-бурой морене количество гравия увеличивается соответственно изменению цвета морены: примерно половина проб темно-красно-бурой морены содержит гравия не более 6%, среди же проб желтовато-бурой морены содержание гравия до 6% отмечается только в одной десятой части проб. Обратная картина получается, если проследить частоту встречаемости проб с содержанием гравия от 8 до 15%: среди проб темно-красно-бурой морены только 35%, а среди проб желтовато-бурой морены уже 63,1% таких проб, в которых содержание гравия составляет 8—15%.

Такое изменение в содержании гравия в цветных разностях красно-бурой морены является как бы неожиданным. Ведь, казалось, можно было ожидать, что темно-красно-бурая морена, следующая в южном направлении непосредственно за серой мореной, содержащей большое количество гравия, должна также быть более богатой гравием, чем более светлые разности красно-бурой морены, распространенные южнее и юго-восточнее. Данные анализов показывают противоположное. Причина этого, вероятно, заключается в том, что в составе красно-бурой морены значение девонских песчаников в направлении с севера на юг и на юго-восток падает, возрастает же значение более древних, плейстоценовых отложений, в частности галечниковых и гравийных; на юго-востоке, возможно, появляется уже материал верхнедевонских карбонатных пород.

Сравнение содержания гравия в пробах серой и красно-бурой морен показывает, таким образом, что содержание гравия в них является закономерным и что эта закономерность обусловлена местными коренными породами и более древними четвертичными отложениями.

Количественные соотношения групп пород в гравии морены

В нижеследующем дается характеристика соотношений карбонатных, кристаллических и девонских (песчаных) пород в гравийной фракции (10—5 мм) морены последнего оледенения на территории Эстонии.

Как показали выполненные нами анализы, 8,1% всего количества проб не содержали карбонатных пород в гравийной фракции 10—5 мм; в 17,3% проб гравий содержал карбонатных пород не более 50%. Пробы, в гравии которых карбонатных пород было более 50%, составляли 74%, т. е. большинство.

В гравии серой морены на основе 172 анализов установлено значительное содержание карбонатных пород (рис. 4, IB и рис. 5). Пробы с содержанием менее 60% карбонатных пород составляют 8,2%; в большинстве проб (91,8%) содержание карбонатных пород в гравии серой морены более 60%, во многих же случаях (76,7%) — более 75%. Эти данные с достаточной ясностью показывают, что в гравийной части серой морены северной Эстонии большое значение имеют местные коренные породы — известняки и доломиты ордовика и силура.

Иную картину показывают 170 анализов проб красно-бурой морены (рис. 4, IIB и рис. 5). Среди проб красно-бурой морены сравнительно часто (14,7%) встречаются такие, в гравии которых вообще нет карбонатных пород или же последних содержится менее 10% (7,6% проб). Большей частью (63,5%) содержание карбонатных пород в гравии красно-бурой морены достигает 40—80%, во многих случаях (38,8%) — 50—70%, т. е. карбонатных пород в гравии красно-бурой морены содержится значительно меньше, чем в гравии серой морены. Причина этого заключается в характере местных коренных пород — девонских песчаников — в пределах распространения красно-бурой морены — в южной Эстонии.

Содержание карбонатных пород в гравии цветных разностей красно-бурой морены указывает на такие же закономерности, какие были отмечены в отношении содержания гравия в цветных разностях красно-бурой морены (табл. 9).

Среди проб темно-красно-бурой морены много (34,1%) таких, в которых карбонатные породы во фракции 10—5 мм отсутствуют; количество таких проб желтовато-бурой морены — 5,4%. В том же направ-

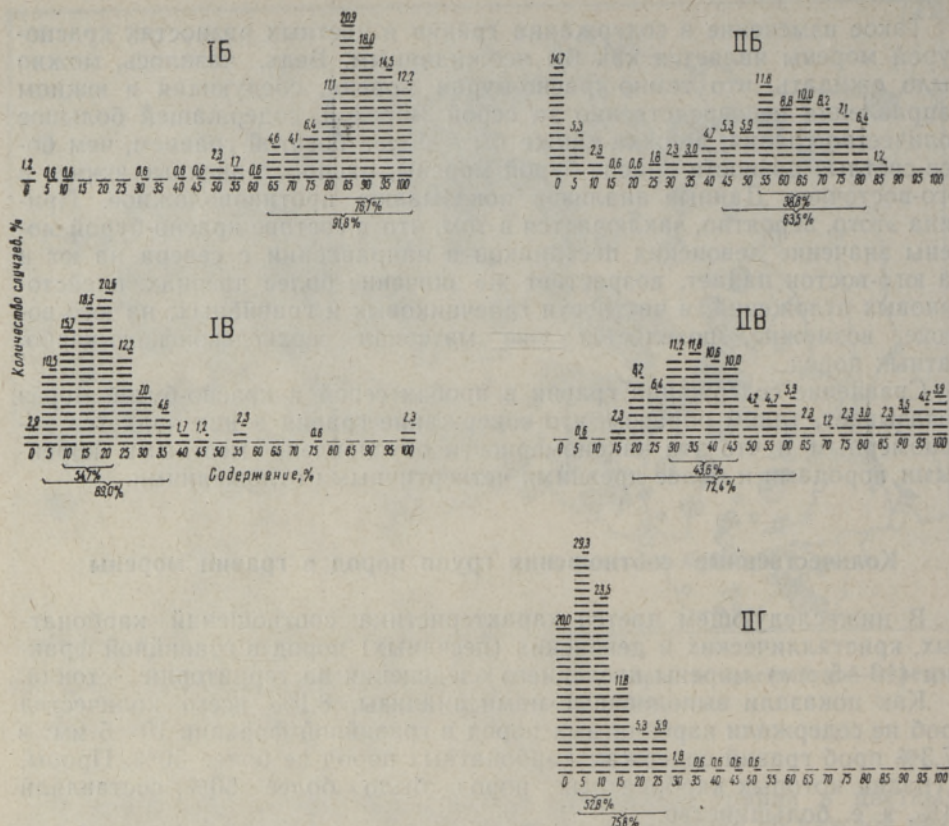


Рис. 4. Содержание карбонатных (Б), кристаллических (В) и девонских пород (Г) в гравийной фракции (10—5 мм) серой морены северной Эстонии (I) и красно-бурой морены южной Эстонии (II).

лении — от темно-красно-бурой морены к желтовато-бурой — уменьшается и число проб, в которых карбонатных пород содержится не более 5%. Наоборот, число проб с содержанием 50—80% карбонатных пород в гравии увеличивается от темно-красно-бурой морены (31,7%) к желтовато-бурой морене (70,7%).

Таблица 9

Содержание карбонатных пород в гравии цветных разностей красно-бурой морены

Содержание карбонатных пород в гравии, %	% анализов с соответствующим содержанием карбонатных пород в гравии морен			
	темно-красно-бурой	красно-бурой	светло-красно-бурой	желтовато-бурой
Отсутствуют	34,1	12,2	7,0	5,4
До 5	7,3	0,4	9,3	—
50—80	31,7	53,1	55,8	70,7

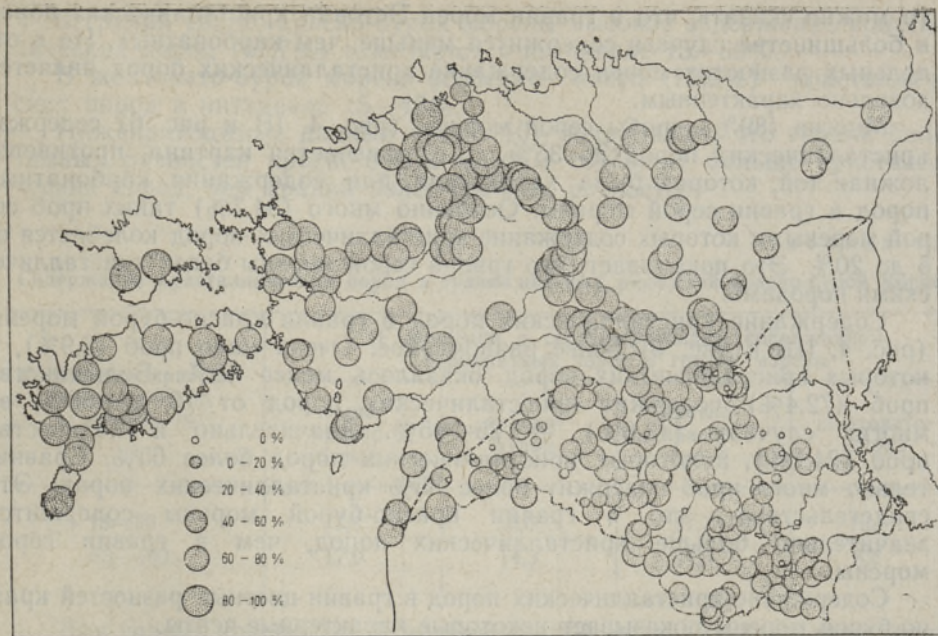


Рис. 5. Содержание карбонатных пород в гравийной фракции (10—5 мм) серой и красно-бурой морен валдайского оледенения Эстонии.

Ниже приводится характеристика отдельных разностей красно-бурой морены.

Для темно-красно-бурой морены часто (34,1%) характерно отсутствие карбонатных пород; также сравнительно часто (7,3%) встречаются пробы с содержанием карбонатных пород не более 5%. Сравнительно равномерное содержание карбонатных пород — от 20 до 70% — характерно для 51,2% всех проб темно-красно-бурой морены.

Красно-бурая морена характеризуется значительно меньшим (12,2%) количеством проб, в которых частицы карбонатных пород отсутствуют. Содержание карбонатных пород от 30 до 70% отмечается у 65,3% всех проб красно-бурой морены.

Характерным для светло-красно-бурой морены является незначительное количество проб (7,0%), в гравии которых частицы карбонатных пород отсутствуют. У 76,7% всех проб светло-красно-бурой морены содержание карбонатных пород достигает 40—80%.

Желтовато-бурая морена характеризуется еще меньшим количеством проб (5,4%), в которых частицы карбонатных пород отсутствуют. Содержание карбонатных пород от 50 до 80% наблюдается у 70,7% всех проб желтовато-бурой морены.

Приведенные данные показывают, что более темные разности красно-бурой морены содержат меньше частиц карбонатных пород, чем ее более светлые разности, т. е. изменение происходит в том же направлении, как и в отношении содержания гравийных фракций в цветных разностях красно-бурой морены. Изменение содержания карбонатных пород в цветных разностях красно-бурой морены обусловлено теми же причинами, что и изменение содержания в них гравийных фракций.

Так как в гравийных фракциях 10—5 мм морен Эстонии карбонатные породы большей частью представлены в значительном количестве,

то можно сказать, что в гравии морен Эстонии кристаллических пород в большинстве случаев содержится меньше, чем карбонатных. Но в отдельных разностях морен содержание кристаллических пород является довольно характерным.

Многие (89%) пробы серой морены (рис. 4, IV и рис. 6) содержат кристаллических пород до 35%, т. е. отмечается картина, противоположная той, которая была характерна для содержания карбонатных пород в гравии серой морены. Особенно много (54,7%) таких проб серой морены, в которых содержание кристаллических пород колеблется от 5 до 20%. Это показывает, что гравий серой морены беден кристаллическими породами.

Содержание кристаллических пород в гравии красно-бурой морены (рис. 4, IIВ и рис. 6) более равномерное. Очень мало проб (2,9%), в которых кристаллических пород оказалось менее 15%. Большинство проб (72,4%) содержит кристаллических пород от 15 до 60%, во многих случаях (43,6%) — 25—45%. Значительно и количество проб (24,7%), в которых кристаллических пород более 65%. Сравнительно много проб содержит более 85% кристаллических пород. Это свидетельствует, что в гравии красно-бурой морены содержится значительно больше кристаллических пород, чем в гравии серой морены.

Содержание кристаллических пород в гравии цветных разностей красно-бурой морены показывает некоторые характерные черты.

В гравии темно-красно-бурой морены кристаллические породы распределены сравнительно равномерно в интервале 15—100%, при этом многие пробы (36,6%) содержат кристаллических пород от 15 до 40%.

Гравий красно-бурой морены содержит особенно много (55,1%) кристаллических пород в интервале 25—40%.

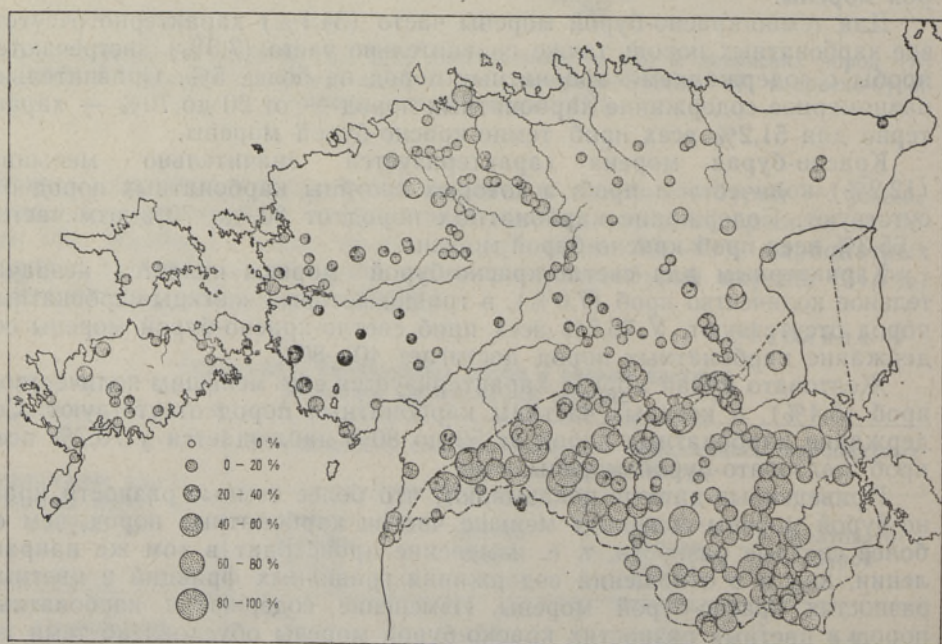


Рис. 6. Содержание кристаллических пород в гравийной фракции (10—5 мм) серой и красно-бурой морен валдайского оледенения Эстонии.

В гравии светло-красно-бурой морены высокое содержание кристаллических пород (67,7%) отмечается в интервале 15—50%.

В желтовато-бурой морене особенно много (70,2%) кристаллических пород в интервале 15—45%.

Нижеприводимые данные (табл. 10) показывают, что гравий более темных разностей красно-бурой морены содержит больше кристаллических пород, чем гравий более светлых разностей.

Таблица 10

Содержание кристаллических пород в гравии цветных разностей красно-бурой морены

Количество кристаллических пород в гравии, %	% анализов с соответствующим содержанием карбонатных пород в гравии морены			
	темно-красно-бурой	красно-бурой	светло-красно-бурой	желтовато-бурой
15—50	37,4	58,0	67,7	70,6
85—100	17,0	14,3	14,0	8,0

Для гравия красно-бурой морены южной Эстонии характерно содержание частиц девонских песчаников (табл. 11; рис. 4, III и рис. 7). В 20% проб девонских песчаников было сравнительно мало: в большинстве случаев (75,8%) содержание девонских песчаников в гравии составляло не более 25%, во многих же случаях (52,8%) — не более 10%. Проб с содержанием более 25% девонских песчаников было всего лишь 4,2%.

Таблица 11

Содержание девонских песчаников в гравии цветных разностей красно-бурой морены

Содержание девонских песчаников в гравии, %	% анализов с соответствующим содержанием девонских песчаников в гравии морен				
	темно-красно-бурой	красно-бурой	светло-красно-бурой	желтовато-бурой	красно-бурой вместе взятой
Отсутствуют	14,6	18,3	25,6	21,6	20,0
До 5	17,0	28,6	32,6	40,5	29,3
5—30	61,0	51,0	42,0	27,8	46,5

Содержание девонских песчаников в гравии цветных разностей красно-бурой морены неодинаково — оно изменяется закономерно (табл. 11): в соответствии с изменением цвета красно-бурой морены на более светлый увеличивается число проб, не содержащих девонских песчаников (с 14,6 до 25,6%), а также число проб, содержащих до 5% девонских песчаников (с 17 до 40,5%), и уменьшается число проб с содержанием 5—30% девонских песчаников (с 61 до 27,8%). При этом можно отметить еще некоторые характерные черты цветных разностей красно-бурой морены в отношении содержания девонских песчаников в гравийных фракциях.

В темно-красно-бурой морене девонские песчаники встречаются в основном (70,7%) в пределах 2—30%, в красно-бурой морене в 61,2%

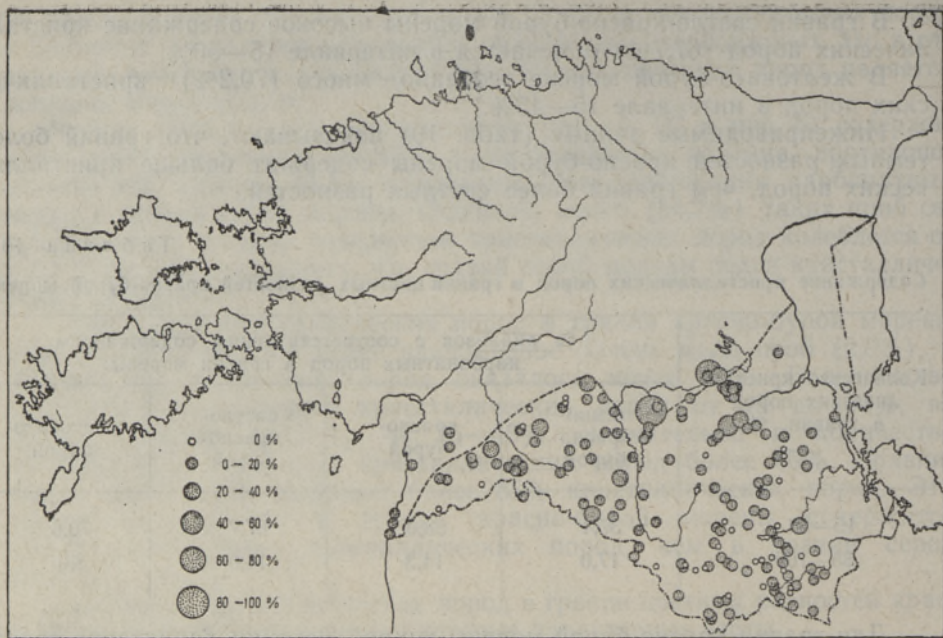


Рис. 7. Содержание девонских пород в гравийной фракции (10—5 мм) серой и красно-бурой морен последнего оледенения Эстонии.

случаев — в пределах 2—15%, в светло-красно-бурой морене — в основном (50,0%) в пределах 2—15%, в желтовато-бурой морене — в основном (70,2%) в пределах 0—10%. Эти данные, со своей стороны, показывают, что содержание девонских песчаников уменьшается в сторону более светлых разностей красно-бурой морены.

Такое закономерное изменение содержания девонских песчаников в гравийных фракциях цветных разностей красно-бурой морены обусловлено, вероятно, тем, что в основании среднедевонских пород (низы арукюлаского горизонта) встречаются более сильно сцементированные песчаники, которые попали в морену в виде более или менее крупных галек. Последние при продвижении на юг и юго-восток все более снашивались. В то же время более молодые девонские песчаники в общем сравнительно слабо сцементированы и поэтому они очень легко в морене рассыпались и не образовывали галек. Мы уже обращали внимание на то, что в красно-бурой морене встречается тем меньше частиц девонских песчаников, чем светлее разность этой морены.

Приведенные данные о содержании гравийных фракций и групп пород в гравийных фракциях (10—5 мм) в моренах Эстонии позволяют с достаточной полнотой охарактеризовать разности морен последнего оледенения. Поэтому можно определенно сказать, что примененный нами ход анализа может быть с успехом использован для литологической характеристики морен.

Содержание галечника в морене

Для определения в морене содержания галечника использовался рамковый анализ. В обнажении морены на площади 0,25 м² зарисовывались все гальки диаметром 20 мм и более и в последующем опреде-

ялось, какую часть площади рамки гальки покрывают. В результате получали отношение не занятой гальками площади к площади, занятой гальками, что и было принято за показатель содержания галечника в морене.

Рамковым анализом определялось содержание карбонатных, кристаллических и девонских песчаников и соотношения их в галечнике морен. Соотношения групп пород в галечнике и являются соотношениями площадей, которые те или другие группы пород занимают на изученной площади морены. Такое площадное определение содержания галечника в морене и групп пород в галечнике не претендует на большую точность, но позволяет получить достаточно ясное представление о содержании галечниковой фракции в морене.

Всего было выполнено 130 рамковых анализов, из них 82 анализа серой морены северной Эстонии и 48 анализов красно-бурой морены южной Эстонии. Места, где проводились рамковые анализы (см. рис. 10), сконцентрированы в полосе юго-восточного направления. Необходимо отметить, что в большинстве случаев имеется и количественный анализ гравийной фракции морен, взятых из тех же мест, где был выполнен рамковый анализ.

Как и при характеристике гравийной фракции, желательно определить содержание галечника отдельно в серой и красно-бурой моренах. Определенную картину содержания галечника в морене дает рис. 8, на котором приведены некоторые примеры «каменности» морен и встречаемости указанных выше групп пород. Приведенные данные дают представление о возможном колебании содержания галечника в серой и красно-бурой моренах. При сравнении всего проанализированного материала выясняется, что количество галечника в моренах обычно небольшое.

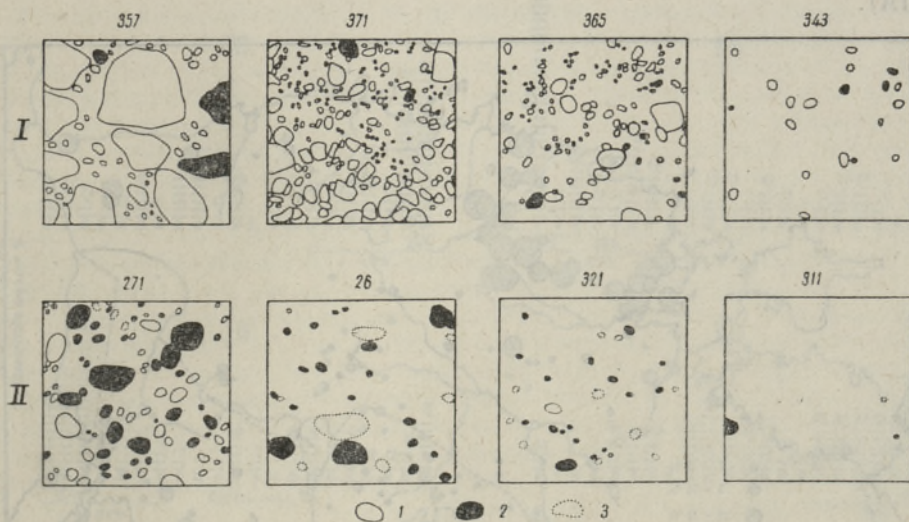


Рис. 8. Содержание (в процентах к площади) галечниковой фракции (> 20 мм) (1+2+3) и встречаемость (в процентах к площади) галек карбонатных (1), кристаллических (2) и девонских (3) пород в серой (I) и красно-бурой (II) моренах Эстонии на примерах рамковых анализов. 357 — Тухала: $(1+2+3) 63,4 = (1) 47,5 + (2) 15,9 + (3) 0$; 371 — восточнее г. Хаапсалу: $36,3 = 35,2 + 1,1 + 0$; 365 — Пурила: $16,4 = 15,4 + 1,0 + 0$; 343 — между Лихула и Виртсу: $3,95 = 3,25 + 0,7 + 0$; 271 — Койкюла: $23,1 = 6,0 + 16,3 + 0,8$; 26 — Сазсааре на р. Ахья: $10,9 = 0,1 + 6,2 + 4,6$; 321 — Рьуге: $3,1 = 0 + 1,3 + 1,8$; 311 — Мурати: $0,6 = 0 + 0,5 + 0,1$.

В серой морене северной Эстонии, по данным рамкового анализа (рис. 9, IA и 10), содержание галечника в большинстве случаев (91,6%) колеблется в пределах 0—25%; во многих случаях (62,3%) содержание галечника составляло 0—10%. Лишь в единичных случаях количество галечника в морене превышало 25% и достигало 45%; более высокое содержание галечника, по данным рамкового анализа, не отмечалось.

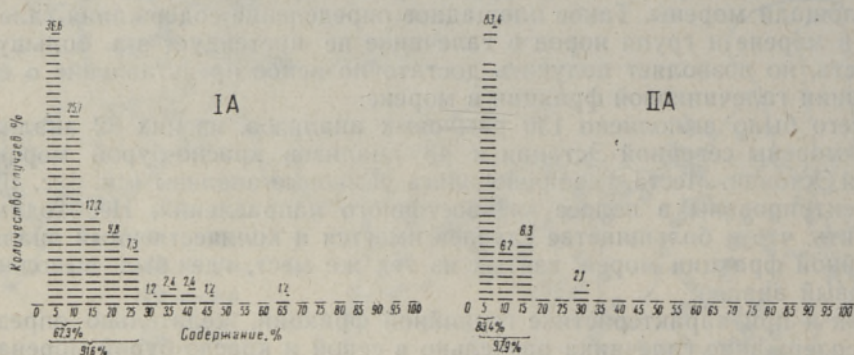


Рис. 9. Содержание галечниковой фракции (>20 мм) в моренах. IA — в серой морене северной Эстонии; II — в красно-бурой морене южной Эстонии.

Приведенные данные показывают, что содержание галечника в серой морене северной Эстонии в общем небольшое и лишь в сравнительно немногих случаях оно значительное.

Галечника в серой морене содержится меньше, чем гравия (см. рис. 2, IA).

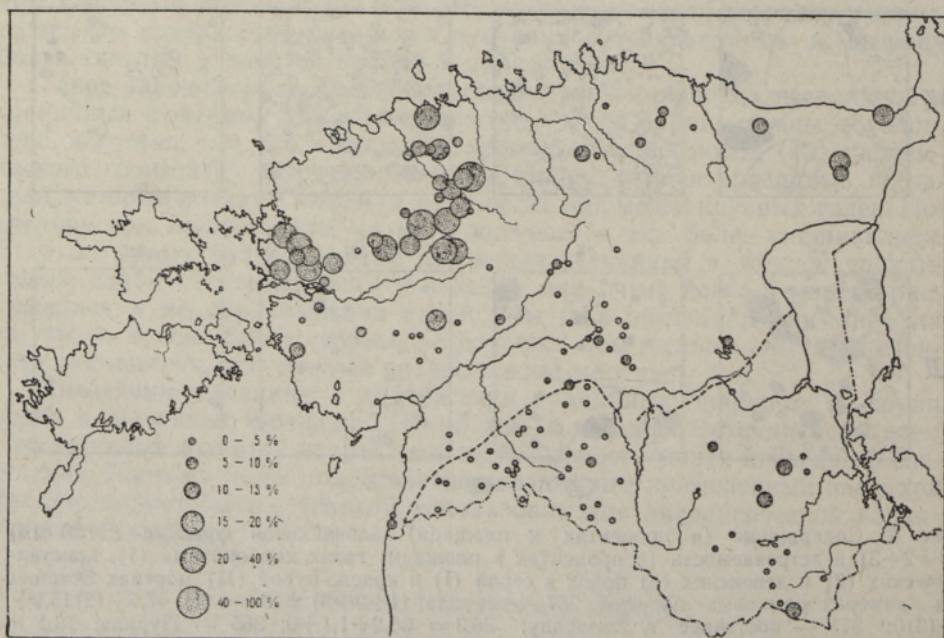


Рис. 10. Содержание галечниковой фракции (>20 мм) в серой и красно-бурой моренах валдайского оледенения Эстонии.

В красно-бурой морене южной Эстонии (рис. 9, IА и 10) галечника значительно меньше, чем в серой морене. В красно-бурой морене содержание галечника, как показывают данные рамкового анализа, в большинстве случаев (97,9%) составляет 0—15%; особенно часто (в 83,4% случаев) галечника содержится не более 5%. Содержания галечника более 15% не наблюдается.

Галечника в красно-бурой морене содержится меньше, чем гравия (рис. 2, IА).

Как при характеристике содержания гравия в моренах, так и в данном случае можно отметить, что различное содержание галечника в серой и красно-бурой моренах обусловлено разным литологическим характером местных коренных пород: большее содержание галечника в серой морене объясняется более устойчивыми ордовикскими и силурийскими известняками и доломитами северной Эстонии; меньшее содержание галечника в красно-бурой морене обусловлено тем, что девонские песчаники южной Эстонии недостаточно твердые, для того чтобы обогатить морену галечниковой фракцией. Особенно четко эта обусловленность проявляется в соотношении групп пород в галечниковой части морен.

Количественные соотношения групп пород в галечнике морены

В галечниковой фракции, как и в гравийной, были установлены количественные соотношения карбонатных, кристаллических и девонских (песчаники) пород. О встречаемости этих пород дает представление рис. 11.

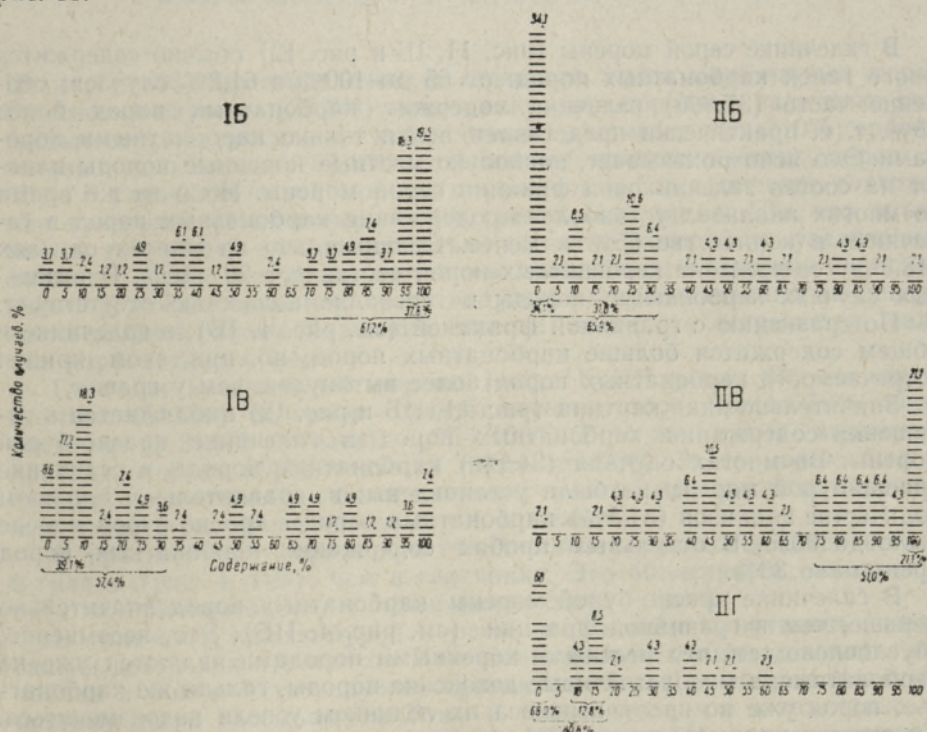


Рис. 11. Содержание карбонатных (Б), кристаллических (В) и девонских (Г) пород в галечниковой фракции (>20 мм) серой морены северной Эстонии (I) и красно-бурой морены южной Эстонии (II).

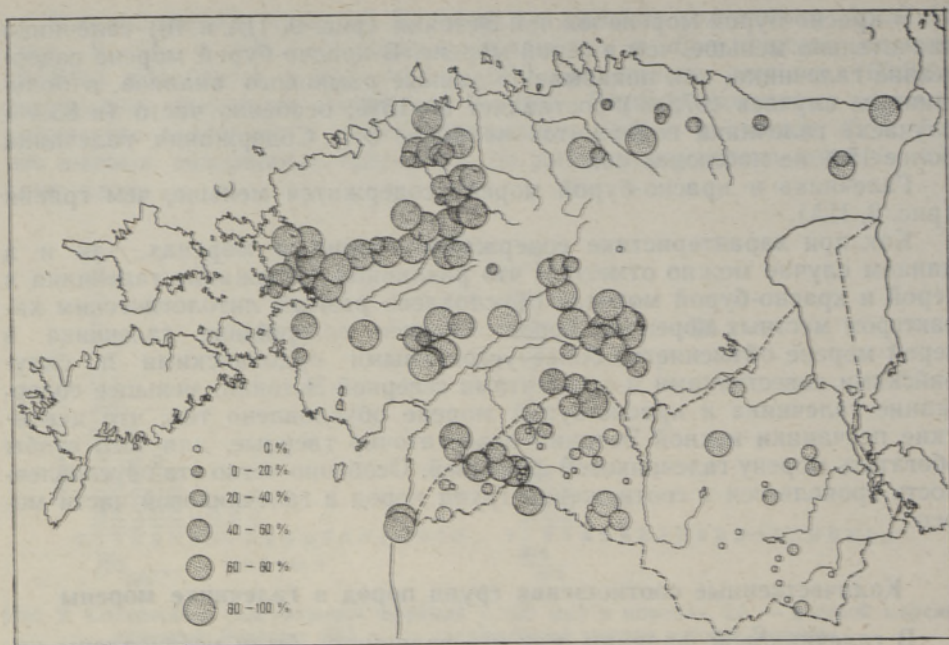


Рис. 12. Содержание карбонатных пород в галечниковой фракции (>20 мм) серой и красно-бурой морен валдайского оледенения Эстонии.

В галечнике серой морены (рис. 11, IБ и рис. 12) обычно содержится много галек карбонатных пород: от 65 до 100% в 61,2% случаев; особенно часто (37,8%) галечник содержит карбонатных пород более 95%, т. е. практически представлен почти только карбонатными породами. Это ясно показывает, насколько местные коренные породы влияют на состав галечниковой фракции серой морены. Но в то же время во многих анализах установлено содержание карбонатных пород в галечнике в количестве 65% и менее. Сравнительно во многих случаях (18,3%) содержание карбонатных пород составляет 20—40%. В отдельных случаях карбонатные породы в галечнике полностью отсутствуют.

По сравнению с гравийной фракцией (см. рис. 4, IБ), в галечнике в общем содержится больше карбонатных пород, но при этом кривая встречаемости карбонатных пород более вытянута, чем у гравия.

Значительно иная картина (рис. 11, IIБ и рис. 12) наблюдается в отношении содержания карбонатных пород в галечнике красно-бурой морены. Во многих случаях (34,1%) карбонатные породы в галечнике красно-бурой морены не были установлены; в сравнительно большом количестве анализов (31,8%) карбонатных пород в красно-бурой морене было до 30%. В отдельных пробах содержание карбонатных пород превышало 30%.

В галечнике красно-бурой морены карбонатных пород значительно меньше, чем в гравийной фракции (см. рис. 4, IIБ). Это, несомненно, обусловлено тем, что местными коренными породами являются уже не карбонатные, а малоустойчивые девонские породы, гальки же карбонатных пород уже во время переноса их ледником успели видоизмениться. Количество их уменьшилось еще и потому, что на выходах девонских пород к морене прибавилось много мелкозема.

Содержание галек кристаллических пород в серой морене (рис. 11,

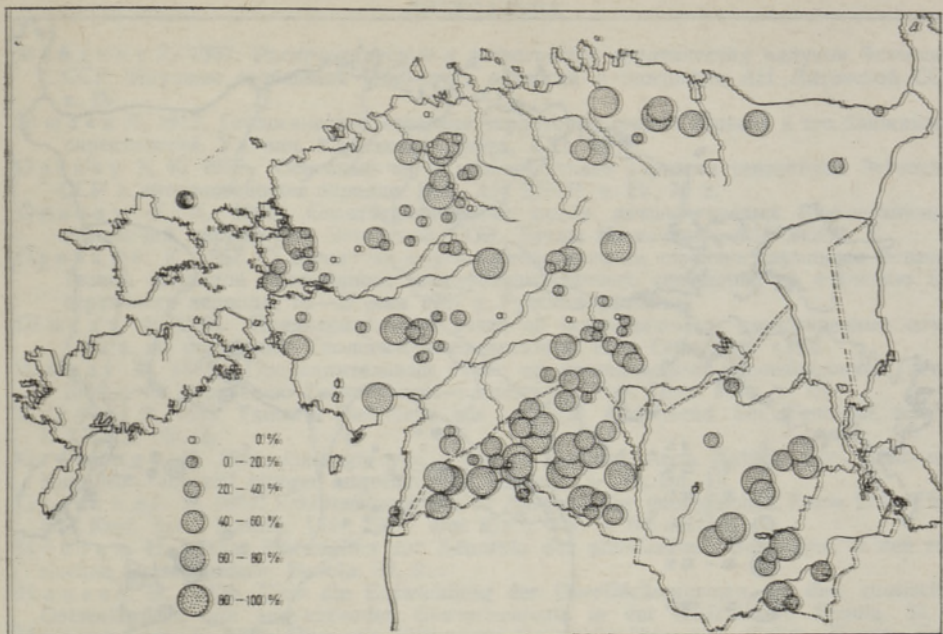


Рис. 13. Содержание кристаллических пород в галечниковой фракции (>20 мм) серой и красно-бурой морен валдайского оледенения Эстонии.

IV и рис. 13) противоположно содержанию галек карбонатных пород. Во многих случаях (39,1%) кристаллические породы в галечнике полностью отсутствуют или же количество их достигает лишь 10%; сравнительно часты случаи (57,4%) содержания кристаллических пород до 30%. В галечнике серой морены отмечается и более высокое содержание кристаллических пород, чем в гравии (см. рис. 4, IV), что объясняется той общей закономерностью, согласно которой с увеличением диаметра галек и валунов постепенно уменьшается значение карбонатных пород. Так, например, среди валунов, распространенных на поверхности земли в районе обнажения морены, почти не встречается валунов карбонатных пород.

Галечник красно-бурой морены (рис. 11, IV и рис. 13) во многих случаях (51,0%) содержит кристаллических пород более 70%, очень часто же (в 21,1% случаев) — 95—100%. В то же время количество кристаллических пород часто не достигает 70%. Этого можно было и ожидать после того, как были получены данные о содержании карбонатных пород в галечнике красно-бурой морены.

В красно-бурой морене кристаллических пород содержится больше в гравии (рис. 4, IV), чем в галечнике. Это объясняется, несомненно, теми же причинами, что и в отношении серой морены.

В галечнике красно-бурой морены необходимо учитывать также гальки девонских песчаников. Как уже отмечалось выше, девонские песчаники в большинстве случаев сравнительно слабо сцементированы и поэтому легко рассыпаются. Этим и объясняется, что в галечнике, по данным рамковых анализов (рис. 11, III и рис. 14), гальки девонских пород отсутствовали в 68% анализов, а в остальных случаях содержание девонских пород в галечнике было незначительным; только в 12,8%



Рис. 14. Содержание девонских пород в галечниковой фракции (>20 мм) серой и красно-бурой морен валдайского оледенения Эстонии.

всех анализов в галечнике было от 5 до 15% девонских песчаников; в единичных случаях девонских песчаников в галечнике было больше.

Приведенные данные рамковых анализов о количественных соотношениях групп пород в моренах Эстонии хорошо характеризуют оба основных типа морен последнего оледенения — серой и красно-бурой, — так же как и данные анализов гравийных фракций (5—10 мм) тех же типов морен. Это показывает, что данные рамкового анализа вполне применимы для характеристики типов морен и их разностей. Так как рамковых анализов выполнено еще сравнительно мало, то мы не имели возможности охарактеризовать на основе их галечник цветных разностей красно-бурой морены, как это было сделано в отношении гравийной фракции.

Данные рамковых анализов показывают также, что литологический характер серой морены обусловлен в большой мере литологическим характером ордовикских и силурийских пород северной Эстонии, а литологический характер красно-бурой морены — литологическим характером девонских пород южной Эстонии.

Необходимо обратить внимание на то, что гальки карбонатных пород в серой морене в большинстве случаев слабо окатаны или почти не окатаны. Это указывает на незначительное передвижение галек карбонатных пород в морене. Наоборот, гальки карбонатных пород в красно-бурой морене обычно хорошо окатаны, что является результатом более длительной транспортировки их в морене.

ЛИТЕРАТУРА

- Видинг Х. 1957. Распространение и петрография эрратических валунов Эстонской ССР. Научные сообщения Института геологии и географии АН Литовской ССР, т. IV.
- Мюлен Л. 1913. Геологическое строение территории города Юрвеа и его ближайших окрестностей. Уч. зап. Юрвевского ун-та, XXI, № 8.
- Орвику К. К. 1955. Основные черты геологического развития территории Эстонской ССР в антропогеновом периоде. Изв. АН ЭССР, т. IV, № 2.
- Орвику К. К. 1956. Стратиграфическая схема антропогеновых (четвертичных) отложений территории Эстонской ССР. Труды Ин-та геол. АН ЭССР, I.
- Орвику К. К. 1957. О литологии морен и геологическом строении друмлинов Эстонии. Тезисы докладов Всесоюзного междуведомственного совещания по изучению четвертичного периода, 16—27 мая 1957 г. Русская равнина.
- Шмидт Ф. 1883. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных летом 1882 г. по поручению Геологического комитета. Изв. Геол. ком. т. II.
- Шмидт Ф. 1884. Предварительный отчет об исследованиях, произведенных летом 1884 г. по поручению Геологического комитета. Изв. Геол. ком., т. III.
- Eskola, P. 1933. Tausend Geschiebe aus Lettland. Ann. Acad. Sci. Fennicae, ser. A., t. XXXIX, Nr. 5.
- Grewingk, K. 1861. Geologie von Liv- und Kurland. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurl. mit Inbegriff einiger angrenzenden Gebiete. Ser. I, Bd. II.
- Grewingk, K. 1879. Erläuterungen zur II Ausgabe der geologischen Karte Liv-, Ehst- und Kurl. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurl., Ser. I, Bd. VIII.
- Hausen, H. 1913a. Materialien zur Kenntnis der pleistozänen Bildungen in den russischen Ostseeländern. Fennia, 34, 2.
- Hausen, H. 1913b. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia, 34, 3.
- Hasemann, J. 1932. Über die bisherigen Geschiebezählungen. Sitzber. Preuss. Geol. Landesanst., H. 7.
- Milthers, V. 1909. Scandinavian Indicator-Boulders in the Quaternary Deposits. Dansk Geologiske Undersøgelse, II. Raekne, Nr. 23.
- Mühlen, L. 1918. Zur Geologie und Hydrologie des Wirzjerv-Sees. Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst. Neue Folge, H. 83.
- Münnich, G. 1936. Quantitative Geschiebeprofile aus Dänemark und Norddeutschland. Abhandl. Geol.-pal. Inst., Greifswald, H. XV.
- Orviку, K. 1933. Ihkkeel. Eesti Loodus I, nr. 1.
- Orviку, K. 1934. Kuusiku otsmoreen. Eesti Loodus II, nr. 4.
- Orviку, K. 1935a. Quartärgeoloogiline kaart der Halbinsel Sörve (Saaremaa, Estland). Tartu ülikooli j. o. Loodusuurijate Seltsi Arhiiv, seer. I, kd. XI.
- Orviку, K. 1935b. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. Geoloogiline Übersicht des Bezirks Viljandimaa. Tartu Ülikooli Geoloogia Instituudi Toimetised, nr. 47.
- Orviку, K. 1940. Rõngu interglatsiaal — esimene interglatsiaalse vanusega organogeensete setete leid Eestist. Eesti Loodus, VIII, nr. 1.
- Orviку, K. 1944. Jäävaheaegade geoloogias Eestis. Eesti Sõna, nr. 138.
- Orviку, K. 1946. Tartu linna hüdrogeoloogia. Eesti NSV Tartu Riikliku Ülikooli Toimetised. Geoloogia ja Geograafia, nr. 1.
- Richter, K. 1933. Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmorängebietes. Beiheft zur Zeitschrift für Geschiebeforschung, IX.
- Schmidt, Fr. 1858. Untersuchungen über die Silurische Formation von Estland, Nord-Livland und Oesel. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurl., Ser. I, Bd. II.
- Schmidt, Fr. 1869. Notiz über neuere Untersuchungen im Gebiete der Glacial- und Postglacialformation in Estland und Schweden. Mém. Acad. Sci. S-Pétersb., sér. VII, t. XIV, № 7.
- Schmidt, Fr. 1871. Über die Glacialformation in Estland. Mitteilung an Prof. H. B. Geinitz. Neues Jahrb. Mineral., Geol. u. Paläontol., S. 918—921.
- Schmidt, Fr. 1884. Einige Mitteilungen über die gegenwärtige Kenntnis der glacialen und postglacialen Bildungen im silurischen Gebiet von Estland, Oesel und Ingermanland. Z. Dtsch. geol. Ges., Bd. XXXVI, H. 2.
- Senff, T. 1879. Chemische Untersuchung altquartärer Geschieblehmbildungen des Ostbalticum. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurl. Ser. I, Bd. VIII.
- Viiding, H. 1955. Eesti NSV rändkivide petrograafiast. ENSV TA j. o. Loodusuurijate Seltsi Aastaraamat, kd. 48.

VIIMASE JÄÄAJAJÄRGU MOREENI LITOOLOGILISI UURIMISI KVANTITATIIVSETE MEETODITEGA EESTIS

K. ORVIKU

Resümee

Eesti maa-alal leiduvate moreenide litoloogilisel uurimisel hakati kasutama kvantitatiivseid meetodeid 1939. aastal seoses esimeste jäävaheage-sete setete leiukohtade geoloogia uurimisega. Vastavaid töid moreenide litoloogia uurimisel alustati uuesti 1951. aastal Tartu Riikliku Ülikooli geoloogia kateedris. Varemate uurimistega, alates Fr. Schmidt ja K. Grewingi töödest möödunud sajandi teisel poolel oli korduvalt tähelepanu pööratud sellele, et viimase jääajajärgu moreen Eestis on oma litoloogiliselt ilmelt tugevasti mõjustatud kohalikest aluspõhjalistest kivimitest: Põhja-Eestis esineb hall moreen, milles on eriti rohkesti samas avanevate ordoviitsiumi ja siluri hallitooniliste lubjakivimite materjali, Lõuna-Eestis aga esineb punakaspruun moreen, mis sisaldab rohkesti samas avanevate devoni kirjuvärviliste liivakivide ja savikivimite materjali. Mõlema nimetatud moreenitüübi esinemisest antakse lühikene iseloomustus (fotod 1—8).

Moreeni litoloogilise ilme iseloomustamiseks kvantitatiivsete meetoditega määrati 1939. aastal vähemalt 10 kg raskuses õhukuivas proovis veeristiku- ja kruusafraktsioonide osa (60—2 mm) moreenis nii veeriste hulga kui ka kaalu järgi ning fraktsioonides 60—5 mm selgitati vastavalt järgmiste kivimirühmade suhe: lubjakivimid, kristalliinsete kivimid, devoni kivimid ning ülejäänud, kusjuures esimene ja kolmas rühm iseloomustavad kohalike aluspõhja-kivimite mõju moreeni litoloogilisele koostisele. 1939. aastal alustatud analüüsid (tabel 1) näitasid, et nimetatud kivimirühmade hulgalised vahekorrad võimaldavad hästi iseloomustada erivanuselisi moreene Eestis. Samuti näitasid need analüüsid, et valitud kivimirühmade hulgalised vahekorrad kerkivad ilmekalt esile fraktsioonis 10—5 mm, ja et, kasutades nimetatud fraktsiooni kivimirühmade vahekordade kindlaksteigmiseks, võib analüüsimiseks võetava moreeni proov olla 3 kg piirides.

1951. aastast peale on uuritud peamiselt viimase jääajastiku moreeni halli ja punakaspruuni põhitüüpi üldiselt ülalnimetatud viisil: analüüsimiseks on võetud umbes 3 kg õhukuiva moreeni, selles on määratud kruusasisaldus (20—1 mm), ja fraktsioonis 10—5 mm on selgitatud lubjakivimite, kristalliinsete kivimite ja devoni kivimite vahekorrad (kaaluandmete põhjal). Analüüsiti üle 350 moreeniproovi, kusjuures jälgiti ka moreeni värvi.

Viimase jääajastiku halli ja punakaspruuni moreeni levikust Eestis annab kujutluse joonis 1, mille koostamiseks on kasutatud rohkem kui 400 moreeniproovi andmeid. Joonisel on näidatud ka kambriumi, ordoviitsiumi ja siluri ning devoni kivimite avamused. Selgub, et halli moreeni levik on seotud mitte ainult ordoviitsiumi ja siluri lubjakivimite avamusalaga, vaid ka devoni pärnu ja narova lademe avamusalaga. Punakaspruuni moreeni levikuala algab põhjas ja loodes umbes aruküla lademe avamusalaga. Selle moreeni piirides on võimalik tähele panna värvi muutumist heledamaks lõuna ja kagu suunas, mida näib põhjustavat aluspõhjaliste kivimite iseloomu muutus.

Kruusasisaldus (20—1 mm) hallis moreenis (joon. 2, IA ja 3) on suurem kui punakaspruunis moreenis (joon. 2, IIA ja 3). Ordoviitsiumi ja siluri lubjakivimid kui kulumisele vastupidavamad rikastasid halli moreeni rohkem kruusaga kui kulumisele vähe vastupidavad devoni liivakivid punakaspruuni moreeni. On huvitav märkida, et punakaspruunis moreenis kruusa hulk suureneb sedamööda, kuidas moreen muutub heledama-

värviliseks. See muutus on seletatav nende kohalike kivimite mõjuga, mis jää liikumisel moreeni sattusid.

Karbonaatsete, kristalliinsete ja devoni kivimite esinemissagedus moreenis on antud kruusafraktsiooni 10—5 mm põhjal (joon. 4, 5, 6, 7).

Halli moreeni kruusas (joon. 4, IB ja 5) on enamikul juhtudel palju kohalikke aluspõhjalisi lubjakivimeid. Punakaspruuni moreeni kruusas (joon. 4, IIB ja 5) on lubjakivimite osa tunduvalt väiksem. On huvitav, et selle moreeni kruusas lubjakivimite hulk suureneb moreeni muutudes heledamavärviliseks.

Kristalliinsete kivimite hulk halli moreeni kruusas (joon. 4, IB ja 6) on suhteliselt väike, punakaspruuni moreeni kruusas aga (joon. 4, IIB ja 6) võrdlemisi suur. Vastavalt selle moreeni muutudes heledamavärviliseks väheneb tema kruusas kristalliinsete kivimite osatähtsus.

Punakaspruuni moreeni kruusas leidub ka devoni liivakivi veeriseid, kuigi võrdlemisi väikesel hulgal (joon. 4, IIG ja 7). See on tingitud devoni liivakivide vähesest vastupidavusest kulumisele. Devoni liivakivist veeriseid on rohkem punakaspruuni moreeni tumedamavärvilistes värvierimites, kuna moreeni värvi heledamaks muutudes devoni veeriste osa kruusas väheneb. Põhjuseks näib olevat see, et tumedamavärvilisem punakaspruun moreen esineb aruküla lademe avamusel, selle lademe liivakivid on aga üldiselt enam vastupidavad kulumisele.

Esitatud andmed viimase jääajajärgu moreeni kruusasisalduse kohta ja kruusa fraktsioonis 10—5 mm lubjakivimite, kristalliinsete kivimite ja devoni kivimite suhteliste vahekordade kohta võimaldavad väga hästi iseloomustada ühevanuselise moreeni kivimilisi erinevusi ja ka seda, kuivõrd suurel määral kohalikud aluspõhjalised kivimid mõjustavad moreeni litoloogilist koosseisu.

Artiklis tuuakse ka andmed viimase jääajajärgu moreeni veeristiku iseloomustamiseks, mis on saadud raamanalüüsi kasutades: 0,25 m² suurusel pinnal on moreenis selgitatud veerise hulk üldse ja viimase piirides samade kivimirühmade suhe kui kruusas (suhtevahekorrad tuletatud pinnavahekordadena) (joon. 8). Vastavad andmed põhjenevad võrdlemisi väikesel arvul analüüsidel (130), kuid need annavad siiski üldise pildi moreeni veeristikusisaldusest ja kivimirühmade vahekordadest viimases, mis suurtes jontes on sama iseloomuga kui moreenikruusas.

Hallis moreenis (joon. 9, IA ja 10) on veeristikku enamikul juhtudel kuni 25%, kuid punakaspruunis moreenis (joon. 9, IIA ja 10) ei ole seda tavaliselt üle 15%.

Halli moreeni veeristikus (joon. 11 IB ja 12) on karbonaatseid kivimeid keskmiselt üle 60%, punakaspruuni moreeni veeristikus (joon. 11 IIB ja 12) mitte üle 30% või siis neid ei leidunud üldse.

Kristalliinsete kivimite esinemine veeristikus on üldiselt vastupidine karbonaatsete kivimite esinemisele. Halli moreeni veeristikus (joon. 11 IB ja 13) kristalliinsete kivimid kas puuduvad või neid on mitte üle 30%, punakaspruuni moreeni veeristik (joon. 11 IIB ja 13) sisaldab kristalliinsete kivimeid tavaliselt üle 70%.

Punakaspruuni moreeni veeristikus leidub ka devoni liivakivide veeriseid (joon. 11 IIG ja 14). Tingituna devoni kivimite väikesest vastupidavusest kulumisele nad sageli (68% analüüsidest) puuduvad veeristikus, ülejäänud juhtudel ei ulatu nende osatähtsus üle 15%.

Andmed moreeni veeristikusisaldusest ja lubjakivimite, kristalliinsete kivimite ja devoni kivimite esinemissagedusest viimases võimaldavad hästi iseloomustada moreeni põhitüüpe ja näidata, kuivõrd Eesti maa-ala esineva viimase jääajajärgu moreeni litoloogiline ilme on mõjustatud kohalikest aluspõhjakivimeist.

LITHOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN DER IN ESTLAND VORKOMMENDEN MORÄNEN DER LETZTEN VEREISUNG MIT QUANTITATIVEN METHODEN

K. ORVIKU

Zusammenfassung

Bei den lithologischen Untersuchungen der auf dem Territorium Estlands vorkommenden Moränen wurden quantitative Methoden zum ersten Mal im Jahre 1939 in Verbindung mit den geologischen Untersuchungen der ersten Fundstellen der interglazialen Ablagerungen in Estland angewandt. Die entsprechenden Untersuchungen der Lithologie der Moränen wurden wieder im Jahre 1951 von dem geologischen Katheder der Staatsuniversität zu Tartu aufgenommen. Diesmal wurde der lithologischen Untersuchung der Moränen der letzten Vereisung besondere Aufmerksamkeit geschenkt. In der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts wurde in den Arbeiten von Fr. Schmidt und C. Grewingk schon mehrmals darauf hingewiesen, dass der lithologische Charakter der Moräne der letzten Vereisung in Estland zum grössten Teil durch die anstehenden Gesteine des Territoriums von Estland bedingt ist: in Nordestland ist die graue Moräne verbreitet, die besonders viel ordovizische und silurische graue Kalkgesteine des hiesigen Untergrundes enthält; in Südostland findet man aber die rötlich-braune Moräne, in deren Zusammensetzung das Material der buntpfarbigen devonischen Sandsteine und Tongesteine des hiesigen Untergrundes eine bedeutende Rolle spielt. Über das Vorkommen der beiden obengenannten Morärentypen Estlands wird eine kurze Übersicht gegeben (Foto 1—8).

Im Jahre 1939 wurde bei den lithologischen Untersuchungen der Moränen mit quantitativen Methoden für die entsprechenden Analysen aus jeder lufttrockenen Moränenprobe das Material in einer Menge von wenigstens 10 kg genommen. In solchen Proben wurde der Gehalt der Grand- und Kiesfraktionen (60—2 mm) nach der Zahl der Geschiebe und auch nach dem Gewicht der Fraktionen bestimmt. In den Fraktionen 60—5 mm wurden die Mengenverhältnisse folgender Gesteinsgruppen festgestellt: Kalkgesteine, kristallinische Gesteine, devonische Gesteine, übrige. Dabei charakterisieren die erste und dritte Gruppe die Gesteine des Untergrundes des Untersuchungsgebietes. Die Resultate der Untersuchungen (Tabelle 1), die im Jahre 1939 angefangen wurden, zeigten, dass es möglich ist nach den Mengenverhältnissen der genannten Gesteinsgruppen die Moränen Estlands von verschiedenem Alter gut zu unterscheiden. Ebenfalls zeigten diese ersten Untersuchungen, dass die Mengenverhältnisse der genannten Gesteinsgruppen deutlich hervortreten, wenn man dazu nur die Fraktion 10—5 mm benutzt, und ferner, dass man bei Benutzung der letztgenannten Fraktion für die Bestimmung der Mengenverhältnisse der obengenannten Gesteinsgruppen die Menge der Probe für die Analyse bis zu 3 kg verringern kann.

Seit dem Jahre 1951 hat man nach obenerwähnter Methode hauptsächlich die graue und rötlich-braune Moräne der letzten Vereisung Estlands untersucht: in der lufttrockenen Moränenprobe im Gewichte von ca 3 kg sind die Fraktionen des Kiesel (20—1 mm) und in der Fraktion 10—5 mm die Mengenverhältnisse der Kalkgesteine, der kristallinischen und devonischen Gesteine bestimmt worden. Entsprechende Analysen wurden an mehr als 350 Moränenproben durchgeführt. Ebenfalls hat man die Farbe der Moränenproben beobachtet.

Die Verbreitung der grauen und rötlich-braunen Moränen der letzten Vereisung in Estland veranschaulicht Fig. 1, die das Ergebnis der Untersuchung von mehr als 400 Moränenproben darstellt. Auf der Figur sind auch die Grenzen der kambrischen, ordovizischen, silurischen und devonischen Gesteine des Untergrundes von Estland gezeichnet.

Es ergibt sich, dass die Verbreitung der grauen Moräne sich nicht mit dem Verbreitungsgebiet der ordovizischen und silurischen Kalkgesteine deckt, sondern dass sich die graue Moräne auch auf dem Verbreitungsgebiet der Gesteine der Horizonte Pärnu und Narowa des Mitteldevons findet. Das Verbreitungsgebiet der rötlich-braunen Moräne fängt im Norden und Nordwesten an, ungefähr im Verbreitungsgebiet der Gesteine des Horizontes Aruküla. Die Farbe dieser Moräne wird in südlicher und südöstlicher Richtung heller und die Ursache dessen scheint die Veränderung des lithologischen Charakters der Gesteine des Untergrundes im Verbreitungsgebiet der rötlich-braunen Moräne zu sein.

In der grauen Moräne (Fig. 2, IA und 3) ist der Kiesgehalt grösser als in der rötlich-braunen Moräne (Fig. 2, IIA und 3): die ordovizischen und silurischen Kalkgesteine des Untergrundes, verhältnismässig widerstandsfähig gegen Abnutzung, bereicherten die graue Moräne mehr mit Kies, als die weniger widerstandsfähigen devonischen Sandsteine die rötlich-braune Moräne. Es ist interessant festzustellen, dass sich in der rötlich-braunen Moräne der Kiesgehalt entsprechend der Verhellung der Farbe der Moräne vergrössert. Diese Veränderung des Kiesgehaltes ist mit der Veränderung des lithologischen Charakters der Gesteine des Untergrundes im Verbreitungsgebiete der rötlich-braunen Moräne zu erklären.

Die Mengenverhältnisse der Kalkgesteine, der kristallinen und devonischen Gesteine in der Moräne sind für die Kiesfraktionen 10—5 mm (Fig. 4, 5, 6, 7) gegeben.

In den meisten Fällen findet man sehr viel Kalkgesteine im Kiese der grauen Moräne (Fig. 4, IB und 5), was dafür spricht, dass in diese Moräne seinerzeit grosse Mengen der Gesteine aus dem Untergrund Nordestlands geraten sind. Im Kiese der rötlich-braunen Moräne (Fig. 4 IIB und 5) gibt es viel weniger Kalkgesteine. Es ist zu beachten, dass sich die Menge der Kalkgesteine im Kiese dieser Moräne entsprechend der Verhellung ihrer Farbe vergrössert.

Die Menge der kristallinen Gesteine im Kiese der grauen Moräne (Fig. 4, IB und 6) ist verhältnismässig gering, im Kiese der rötlich-braunen Moräne (Fig. 4, IIB und 6) aber verhältnismässig gross. Dementsprechend, wie die Farbe der letztgenannten Moräne heller wird, verringert sich die Menge der kristallinen Gesteine im Kiese der letzteren.

Im Kiese (Fraktion 10—5 mm) der rötlich-braunen Moräne finden sich auch Geschiebe der devonischen Sandsteine, doch nur in geringer Menge (Fig. 4, IIF und 7). Die kleine Menge der Geschiebe der devonischen Sandsteine im Kiese der rötlich-braunen Moräne ist dadurch bedingt, dass diese Sandsteine eine geringe Widerstandsfähigkeit gegen Abnutzung haben. Devonische Sandsteine findet man öfters im Kiese der dunkleren Varietäten der rötlich-braunen Moräne. Wird die Farbe dieser Moräne heller, so verringert sich die Menge der devonischen Sandsteine im Kiese derselben. Die Ursache solcher Veränderung scheint darin zu liegen, dass die dunkelfarbigere Varietät dieser Moräne da verbreitet ist, wo im Untergrunde die der Abnutzung widerstandsfähigeren Sandsteine des Horizontes Aruküla anstehen.

Die angeführten Angaben zeigen, dass nach dem Kiesgehalt und dem Mengenverhältnisse der Kalkgesteine, der kristallinen und devonischen Gesteine in der Kiesfraktion 10—5 mm der Moräne es möglich ist, die

lithologische Charakteristik der Moränen zu geben und zu zeigen, in welchem Masse die Gesteine des Untergrundes des Untersuchungsgebietes in der Zusammensetzung der Moränen mitwirken.

Es werden auch Angaben über den Gehalt der Grand-Fractionen in der Moräne der letzten Vereisung angeführt. Der Grandgehalt der Moräne ist durch Benutzung der Rahmenanalyse bestimmt worden. Auf einer Fläche von 0,25 m² der Moräne wurde die Grösse der Fläche festgestellt, die die Grand-Geschiebe (>20 mm) bedecken. Die Geschiebe wurden ihrerseits in dieselben Gesteinsgruppen eingeteilt, wie bei der Analyse des Kieses: Kalkgesteine, kristallinische und devonische Gesteine und ebenso wurden die Flächenverhältnisse dieser Gesteinsgruppen festgestellt (Fig. 8).

Obwohl die Zahl solcher Analysen noch verhältnismässig klein ist (130 Analysen), geben die Resultate doch ein allgemeines Bild über den Gehalt der Grandfraktion in der Moräne und die Mengenverhältnisse der einzelnen Gesteinsgruppen in der letzteren, welche in grossen Zügen denselben Charakter tragen, wie es bei den Kiesfraktionen angeführt wurde.

In der grauen Moräne (Fig. 9, IA und 10) ist der Grandgehalt in meisten Fällen nicht grösser als 25%, in der rötlich-braunen Moräne (Fig. 9, IIA und 10) dagegen nicht grösser als 15%.

Im Grande der grauen Moräne (Fig. 11, IB und 12) findet man in den meisten Fällen mehr als 60% Geschiebe der Kalkgesteine, im Grande der rötlich-braunen Moräne (Fig. 11, IIB und 12) aber fehlen in vielen Fällen die Geschiebe der Kalkgesteine. Verhältnismässig oft findet man sie nur in einer Menge bis 30%.

Der Gehalt der Geschiebe der kristallinen Gesteine im Grande der Moräne ist gewöhnlich entgegengesetzt dem Gehalt der Geschiebe der Kalkgesteine. Im Grande der grauen Moräne (Fig. 11 IB und 13) fehlen kristalline Gesteine entweder überhaupt, oder man findet sie in einer Menge bis 30%. Im Grande der rötlich-braunen Moräne (Fig. 11, IIB und 13) ist aber der Gehalt der kristallinen Geschiebe gewöhnlich mehr als 60%.

Im Grande der rötlich-braunen Moräne findet man auch Geschiebe devonischer Sandsteine (Fig. 11, IIT und 14). Da aber die devonischen Sandsteine eine geringe Widerstandsfähigkeit gegen Abtragung besitzen, so findet man in den meisten Fällen im Grande keine Geschiebe dieser Sandsteine, und in den übrigen Fällen ist die Menge solcher Geschiebe klein — nicht mehr als 15%.

Auch die Angaben über den Grandgehalt der Moräne und über die Mengenverhältnisse der Kalkgesteine, der kristallinen und devonischen Gesteine ermöglichen es die lithologische Zusammensetzung der Moräne gut zu charakterisieren und zeigen ihrerseits, in welchem Masse der lithologische Charakter der Moräne der Letzten Vereisung durch die Gesteine des Untergrundes des Untersuchungsgebietes beeinflusst worden ist.