

Ep. 5.12

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

XII

МАТЕРИАЛЫ
ПО ГЕОЛОГИИ
ВЕРХНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА
И ГОЛОЦЕНА ЭСТОНИИ

ТАЛЛИН 1963 TALLINN

ЛИТОЛОГИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МОРЕН ЭСТОНСКОЙ ССР

А. В. РАУКАС

В последние годы в связи с быстрым ростом темпов исследований по четвертичной геологии республики все чаще обнаруживаются такие местонахождения, где друг над другом залегают два или три слоя морен, различающихся по цвету и литологическому составу. Стратиграфическая интерпретация их связана с большими трудностями, так как органические отложения между ними обычно отсутствуют. Образование таких моренных комплексов может быть обусловлено либо различными оледенениями, стадиями или осцилляциями, либо условиями залегания моренного материала в леднике (поверхностные, внутренние и донные морены) или вторичным изменением морены.

При характеристике литологического состава разновозрастных морен в настоящем сообщении за основу взята стратиграфическая схема плейстоцена Эстонии, составленная К. Орвику (1958а; Orviku, 1960а, б и др.). Основываясь на опыте выделения стадийных и межстадийных отложений в соседних Ленинградской и Псковской областях (Алейников, 1960 и др.), мы различаем в валдайском ярусе верхнего плейстоцена на территории Эстонии четыре стадийных моренных горизонта. Три более древних из них сопоставлялись с двинской, лужской и невской стадиями А. Алейникова, а четвертый, наиболее молодой, именуется по краевым образованиям Северо-Западной Эстонии паливереской стадией (Раукас, 1963).

По объему и распространению выделенные нами стадии не вполне совпадают со стадиями А. Алейникова. В связи с этим мы предлагаем для двинской, лужской и невской стадий использовать соответствующие местные названия: псковская, хааньяская и пандивереская стадии. Краевые образования псковской стадии располагаются за пределами территории Эстонии. Ледники хааньяской стадии также покрывали всю ее территорию. Краевые образования этой стадии, по-видимому, прослеживаются на южном и юго-восточном склонах Хааньяской возвышенности. Ледники пандивереской стадии на западе доходили до краевых образований, располагающихся к северу от г. Пярну (Раукас, 1963), а в Пейпсиской впадине — до Кайуских камов (Эльтерманн, Раукас, 1963).

На территории республики полные разрезы плейстоценовых отложений не встречаются. Пока еще не установлены отложения, которые можно было бы бесспорно отнести к нижнеплейстоценовому отделу. Мало имеется также сведений об отложениях среднеплейстоценового

отдела. Это объясняется, с одной стороны, значительным уносом более древних (древнее последнего оледенения) отложений материковым льдом и, с другой стороны, плохой обнаженностью четвертичных отложений и недостаточным количеством глубоких буровых скважин.

Среднеплейстоценовые морены, обоснованные палеонтологическими данными, известны в республике в Рынгу, Карукюла и на о-ве Суур-Прангли. Они залегают под отложениями микулинского яруса и соответственно этому отнесены К. Орвику к днепровскому ярусу (Orviku, 1960a, b; Орвику, 1958a и др.). В последнее время все чаще говорят о самостоятельности московского оледенения (Шик, 1957 и др.). Возможно, что отмеченные морены относятся не к днепровскому, а к московскому ярусу. Поэтому в нижеследующем мы называем эти морены просто моренами среднего плейстоцена.

Местонахождения морен среднего плейстоцена известны в окрестностях Рынгу и Карукюла в ряде мест. Эти морены характеризуются плотным строением, серым цветом и всегда содержат больше карбонатных (табл. 1) и меньше кристаллических и девонских пород, чем залегающие на них красно-бурые морены верхнего плейстоцена (Орвику, 1958b и др.).

Таблица 1

Содержание различных групп пород в гравийной фракции (5—10 мм) морен среднего и верхнего плейстоцена в окрестностях Рынгу, Карукюла и Валгута

Наименование морены	Группы пород, %				Примечания
	кристаллические	карбонатные	девонские	остальные	
Морена верхнего плейстоцена в Рынгу, у б. хутора Ваэва	21,4	65,6	7,1	5,9	По К. Орвику (1958b)
Морена среднего плейстоцена там же	20,4	75,3	3,3	1,0	То же
Верхняя морена верхнего плейстоцена в Райгасте, близ Рынгу	17,3	80,0	2,7	—	
Нижняя морена верхнего плейстоцена там же	20,6	69,7	9,7	—	
Морена среднего плейстоцена в Райгасте	19,0	81,0	—	—	
Морена верхнего плейстоцена в Карукюла	91,8	0,2	8,0	—	По К. Орвику (1958b)
Морена среднего плейстоцена там же	33,1	63,6	1,1	2,2	То же
Морена верхнего плейстоцена близ Карукюла (у б. хутора Тамме)	26,8	61,0	12,2	—	Проба отобрана В. Каризе
Морена среднего плейстоцена там же	8,6	91,4	—	—	То же
Морена верхнего плейстоцена в Валгута, I	20,7	72,6	6,7	—	
То же, в Валгута, II	20,8	77,1	2,1	—	
Морена среднего плейстоцена в Валгута	9,5	90,5	—	—	

Минералогический состав морены среднего плейстоцена близ Рынгу характеризуется относительно невысоким содержанием гематита и лимонита и большим количеством амфиболов и карбонатных минералов (табл. 2). Существенных различий в морфологии минеральных зерен и

в степени вторичных изменений их в разновозрастных моренах нами здесь не наблюдалось. Следует лишь отметить, что минералы в морене среднего плейстоцена не покрыты коркой гидроокислов железа, как это наблюдается в южноэстонских моренах последнего оледенения.

Таблица 2

Минералогический состав мелкопесчаной фракции (0,1—0,25 мм) морен среднего и верхнего плейстоцена в Райгасте, близ Рыngu, %

Минералы	I	II	III
Легкая фракция (уд. вес. < 2,89)			
Кварц	79,4	82,6	70,9
Полевые шпаты	7,0	4,5	8,3
Карбонаты	8,4	8,2	15,5
Биотит	1,2	0,6	0,4
Мусковит	2,5	2,6	3,0
Обломки пород, сильно выветрелые минеральные агрегаты и остальные минералы	1,5	1,5	1,9
Тяжелая фракция (уд. вес > 2,89)			
Магнетит, ильменит	10,6	23,9	11,9
Гематит, лимонит	6,9	8,2	3,3
Лейкоксен	1,1	1,3	0,6
Гранат	30,7	23,1	32,0
Амфиболы	27,2	20,6	36,6
Ромбические пироксены	1,9	2,4	1,6
Моноклинные пироксены	1,1	0,5	0,9
Карбонаты	2,9	1,6	2,9
Биотит	6,9	3,7	2,1
Мусковит	1,3	1,1	0,3
Хлорит	0,5	2,1	0,6
Циркон, монацит, ксенотим	1,9	1,1	1,0
Турмалин	1,6	2,9	1,5
Эпидот, цоизит, клиноцоизит	—	0,5	0,4
Рутил	0,3	—	0,1
Титанит	0,3	—	—
Ставролит	0,5	1,3	0,4
Андалузит	0,3	0,8	0,1
Дистен	0,5	0,3	0,3
Силлиманит	—	0,3	—
Апатит	—	1,1	1,0
Обломки пород, сильно выветрелые минеральные агрегаты и остальные минералы	3,5	3,2	2,4
Содержание тяжелой фракции, %	1,09	0,65	1,0

Примечание. I — верхняя красно-бурая морена верхнего плейстоцена. II — нижняя красно-бурая морена верхнего плейстоцена. III — серая морена среднего плейстоцена.

По количественному соотношению различных групп кристаллических пород разновозрастные морены в Рыngu и Карукюла отличаются незначительно (табл. 3). Морены среднего плейстоцена содержат лишь немного больше метаморфических и основных пород и меньше гранитов и сиенитов, чем морены верхнего плейстоцена. Эти различия могут носить случайный характер.

Таблица 3

Содержание различных групп кристаллических пород в разновозрастных моренах Рыngu (фракция 5—60 мм) и Карукюла (фракция 10—60 мм), %

Группы пород	I	II	III	IV	V	VI	VII
Граниты	75,0	78,0	79,0	78,0	74,0	77,2	78,3
Сиениты, хельсинкиты	—	—	—	2,0	1,0	0,7	1,2
Диориты	3,0	3,0	2,0	3,0	3,0	2,4	1,6
Габбро	2,0	1,0	—	1,0	1,0	0,7	0,4
Ультраосновные породы	—	—	1,0	—	—	—	—
Эффузивы кислого состава	1,0	2,0	2,0	1,0	2,0	2,1	2,8
Эффузивы основного состава	3,0	2,0	3,0	2,0	4,0	4,2	3,2
Метаморфические породы	14,0	12,0	12,0	10,0	13,0	11,5	9,7
Остальные	2,0	2,0	1,0	3,0	2,0	0,5	2,4

Примечание. I — морена среднего плейстоцена у б. хутора Ваэва, близ Рыngu. II — морена верхнего плейстоцена там же. III—V — морена верхнего плейстоцена из окрестностей пос. Рыngu. VI — морена среднего плейстоцена в Карукюла. VII — морена верхнего плейстоцена там же. Пробы I, II, VI, VII отобраны К. Орвику.

Разновозрастные морены на о-ве Суур-Прангли, как это явствует из устного сообщения К. Каяка, по количественным соотношениям различных пород мало между собой отличаются. В нижней морене бурого цвета (средний плейстоцен) карбонатных пород К. Каяком не обнаружено. В верхней морене серого цвета (верхний плейстоцен) эти породы встречаются, но в небольшом количестве.

Хотя обоснованное палеонтологическими данными залегание морен среднеплейстоценового отдела известно в республике только в немногих местонахождениях, есть полное основание полагать, что они имеют в Эстонии гораздо более широкое распространение. Так, в Валгута (примерно в 7 км к северо-западу от местонахождения межледниковых отложений в Рыngu), по сообщению В. Каризе, наблюдается следующий разрез четвертичных отложений:

- 6,0 м — красно-бурая суглинистая морена;
- 0,5 м — пески и гравий;
- 16,7 м — серая, в нижней части темно-серая, плотная суглинистая морена;
- 0,5 м + — пески и гравий.

У бывшего хутора Мухклазе (близ Валгута) нижняя морена местами залегает близко от поверхности, и ее можно было наблюдать в шурфах на глубине около 1,5 м. Нижняя серая и верхняя красно-бурая морены литологически сильно отличаются друг от друга. Так, нижняя морена содержит значительно больше карбонатных пород, чем верхняя, и в ней совершенно не встречаются девонские породы, присутствующие в верхней (см. табл. 1). Нет сомнения, что нижняя морена в Валгута одновозрастна с нижней серой мореной в Рыngu.

К. Каяк* предполагает присутствие морен днепровского (рисского) яруса, т. е. среднего плейстоцена, в Северо-Восточной Эстонии — в Савалаской и Куртнаской погребенных долинах, в районе между Карьямаа и Васькнарва и в окрестностях Тудулинна, Пала и г. Калласте. Мощность этой морены, по его данным, составляет в Савалаской погребенной долине 12,9 м, в Куртнаской погребенной долине до 12,3, в районе между Карьямаа и Васькнарва 3,4, у Пала 0,2—0,3, у Тудулин-

* К. Каяк и др. Отчет Пейпсиской партии о геологической и гидрогеологической съемках в северо-восточной части Эстонской ССР за 1958—1961 гг. 1961. Рукопись. ЭГФ.

на до 11,1 и у Калласте около 1,4 м. По механическому составу морены днепровского яруса в Северо-Восточной Эстонии представляют собой валунную супесь, за исключением морены у пос. Васькнарва, которая является валунным суглинком. Цвет этих морен колеблется в больших пределах: в верхней части разреза Савала он серый, в средней — бурый, в нижней — светло-серый (белый); в Куртна и Тудулинна — серый, в Пала — темно-бурый, в Калласте — серовато-бурый с фиолетовым оттенком. В больших пределах колеблется также соотношение различных групп пород в названных моренах и их минералогический состав. Так, в гравии морены Савала содержание карбонатных пород достигает 10—80%, в Куртна — около 50%, в Тудулинна — 30—80% и т. д.

Морены днепровского яруса в Северо-Восточной Эстонии выделяются К. Каяком в основном по условиям залегания различных моренных горизонтов. Следует отметить, что лишь в Савалаской погребенной долине нижнюю морену покрывают отложения (мощностью 1,8 м), содержащие растительные остатки, в которых, однако, споры и пыльца растений не были обнаружены. Поэтому возраст этих морен остается весьма спорным.

Окончательно не выяснено также стратиграфическое положение нижней фиолетово-серой, синевато-серой или бурой морены в окрестностях Сакалаской возвышенности. Э. Льюкене (Lõokene, 1960, 1961) предположительно относит их к днепровскому ярусу. Основываясь на наблюдениях В. Каризе, присутствие морены среднего плейстоцена (?) можно отметить еще и в других местах окрестности Сакалаской возвышенности (Сагесааре, Ристе и т. д.).

По данным Э. Льюкене (Lõokene, 1961), мощность фиолетово-серой морены днепровского яруса в Лахмузе составляет 7,5 м и ее покрывают флювиогляциальные отложения мощностью 13—14 м. По устному сообщению В. Каризе, нижняя морена в окрестностях Лахмузе имеет синевато-серую окраску и залегает или непосредственно под более молодой мореной желтовато-серого цвета мощностью до 6 м, или под более молодой мореной и флювиогляциальными отложениями общей мощностью до 10 м.

При бурении колодца для Ямеялаской больницы (Lõokene, 1960) была пройдена нижняя морена днепровского яруса мощностью 30 м. Она залегала под более молодой красно-бурой мореной (мощность 3 м) и флювиогляциальными отложениями (мощность 9,5 м).

В Пыхьяка, в колодце бывшего хутора Кябья (Lõokene, 1961), мощность нижней синевато-серой морены около 17 м, и она залегает здесь под флювиогляциальными песками и гравием общей мощностью 14 м.

В деревне Сагесааре, в колодце бывшего хутора Вахеметса (в 4—5 км к западу от Сууре-Яани), по сообщению В. Каризе, нижняя синевато-серая морена залегает непосредственно под более молодой желтовато-серой мореной, на глубине 5,1 м, а в деревне Ристе (в 6 км к западу от Вильянди), в колодце бывшего хутора Риннаку, — на глубине 3,0—10,5 м, под более молодой мореной красно-бурой окраски.

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

Летом 1960 года в ходе геологосъемочных работ были обнаружены в 1,4 км к северу от Сууре-Яани, на глубине 7—18,5 м, межморенные песчано-глинистые отложения, содержавшие пыльцу и споры древесных пород и растений. Судя по неполному анализу (всего было проанализировано четыре образца с глубины 12,5—16,6 м), среди пыльцы древесных пород преобладает пыльца березы (33—60%). Второе место принадлежит пыльце ольхи, ели и сосны, содержание которых увеличивается вверх по разрезу. Пыльцы широколиственных пород было очень мало — встречены лишь единичные зерна, которые носили следы переложения. Содержание пыльцы травянистых растений не велико, и она представлена незначительным количеством видов. Преобладают споры зеленых мхов (до 56%), второстепенное значение имеют споры сфагновых мхов *Sphagnales* и папоротников *Polypodiaceae*. Учитывая преобладание пыльцы березы в нижней части разреза, а также появление пыльцы ели и ольхи и более ранний максимум последней, В. Н. Панов-Иванов и др.* отмечают полное сходство спорово-пыльцевой диаграммы данного разреза с диаграммой озерных и болотных отложений в Карукюла, относимых К. Орвику (Orviku, 1960a, b и др.) к периоду верхнего климатического максимума муравинского (микулинского) межледниковья и в соответствии с этим устанавливают муравинский возраст описанного разреза. На наш взгляд, данные анализов скорее всего говорят о межстадиальном характере разреза (это подчеркивала также и Ю. И. Кожина, производившая спорово-пыльцевые анализы), но в то же время и не отрицают возможности установления межледниковых отложений в этом районе.

Морены среднего плейстоцена (?) в окрестностях Сакалаской возвышенности отличаются от морен верхнего плейстоцена не только по цвету, но и по литологическому составу. Кроме того, для них всегда характерно очень плотное строение, обусловленное давлением ледников верхнеплейстоценового (валдайского) оледенения. Если морены среднего плейстоцена в Южной Эстонии отличаются от морен верхнего плейстоцена более высоким содержанием карбонатных пород, то в окрестностях Сакалаской возвышенности, в частности в северной зоне ее, наблюдается нередко обратная картина: среднеплейстоценовые морены содержат обычно больше кристаллических и меньше карбонатных пород, чем залегающие на них морены верхнего плейстоцена (табл. 4).

В минералогическом составе среднеплейстоценовых морен здесь также наблюдается относительно невысокое содержание карбонатных минералов. Объяснить эту закономерность довольно трудно.

В Южной Эстонии сравнительно широко распространена так называемая фиолетово-серая** морена. Она залегает во многих древних долинах (Саэсааре, Тарту и др.), из нее сложено ядро ряда друмлинов (Тауга и др.) и, по всей вероятности, она является рельефообразующим компонентом в холмистом моренном рельефе (Орвику, 1956). Фиолетово-серая морена покрыта или флювиогляциальными отложениями (Илли, Тохври), или более молодой красно-бурой мореной и флювиогляциальными отложениями (Реола, Саэсааре), или выходит непосредственно на поверхность, например в окрестностях города Отепя (рис. 1, 2). Местами между фиолетово-серой и красно-бурой моренами

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

** В действительности эта морена нередко окрашена и в бурый цвет.



Рис. 1. Залегание верхней красно-бурой морены на флювиогляциальных отложениях в Реола.



Рис. 2. Залегание нижней бурой (фиолетово-серой) морены под флювиогляциальными отложениями в Реола.

Таблица 4

Содержание различных групп пород в гравийной фракции (5—10 мм) морен среднего (?) и верхнего плейстоцена в окрестностях Сакаласской возвышенности

Наименование морены	Группы пород, %			Примечания
	карбонатные	кристаллические	песчаники	
Морена среднего плейстоцена из Пыхьяка	70,2	28,6	1,2	Проба отобрана В. Каризе
То же, из Сааренийду (Лахмузе)	72,1	27,9	—	То же
То же, из Лахмузе	47,5	35,0	17,5	По Э. Льюкене (Lõokene, 1961). Выполнен анализ фракции 4—10 мм
Морена верхнего плейстоцена из окрестностей Лахмузе	88,8	11,2	—	

найлены палеонтологически охарактеризованные интерстадиальные отложения (Камера) или погребенные почвы (близ Антсла).

Фиолетово-серые морены по своему литологическому составу отличаются от залегающих на них красно-бурых морен, но далеко не всегда эти различия выявляются четко. К. Орвику своими исследованиями показал (Орвику, 1958б и др.), что в гравийной фракции фиолетово-серых морен содержится больше карбонатных пород и меньше девонских песчаников, чем в верхних моренах красно-бурого цвета (табл. 5). Аналогичная закономерность наблюдается у галечной фракции этих морен (табл. 6). Имеющиеся отклонения от указанной закономерности (например, Саэсааре) не являются типичными. Почти всегда в фиолетово-серых моренах содержится больше галек (табл. 6) и гравия (табл. 7).

Некоторые различия наблюдаются и в минералогическом (Raukas, 1961b) и химическом (табл. 8) составах этих морен.

Исходя из строения геологического разреза Камера (т. е. учитывая найденные межстадиальные отложения и сравнительно большое литологическое сходство обоих моренных горизонтов в нем), фиолетово-серую морену обычно рассматривают как стадиальную морену последнего, валдайского оледенения (Orviku, 1960a; Орвику, 1958a, б), с оговоркой, что эта морена может быть и старше. Поднят также вопрос (Орвику, 1956) о том, не является ли фиолетово-серая морена мореной самостоятельного, калининского или московского, оледенения (по стратиграфической схеме А. Москвитина, 1952). В последнее время нередко фиолетово-серую морену относят к днепровскому ярусу (Orviku, 1960b; Каяк, 1959).

По нашему мнению (Raukas, 1961a), фиолетово-серая морена не является одновозрастной. В некоторых случаях ее следует рассматривать как стадиальную морену валдайского оледенения (Камера, Реола), в других — как морену среднего плейстоцена (Саэсааре, Тауга). Основанием для такого предположения является установление ряда отличающихся по цвету и литологическому составу залегающих друг на друге горизонтов морен в районе Отепяской возвышенности. Например, в Камбья, в 16 км к югу от города Тарту, в колодце бывшего хутора Мязотса, по устному сообщению В. Лепасепа, наблюдается следующий разрез четвертичных отложений:

2 м — легкая суглинистая морена красно-бурого цвета;

6 м — светло-желтый мелко- и равномернозернистый песок;

Содержание различных групп пород в гравийной фракции (5—10 мм) некоторых фиолетово-серых и залегающих на них красно-бурых морен Южной Эстонии

Наименование морены	Вероятный возраст	Группы пород, %				Примечания
		карбонатные	кристаллические	девонские песчаники	остальные	
Камера, красно-бурая	Q ₃ vd	68,0	22,2	6,8	3,0	По К. Орвику (1958б)
" фиолетово-серая	Q ₃ dv	70,5	23,2	5,4	0,9	
Отепя, красно-бурая	Q ₃ vd	72,6	20,7	6,7	—	По данным автора
" фиолетово-серая	Q ₃ dv	82,3	17,7	—	—	
Тарту, красно-бурая	Q ₃ vd	64,0	17,8	18,2	—	По И. Эльвре (Elvire, 1957) *
" фиолетово-серая	?	68,3	28,9	2,8	—	То же
Раади (Тарту), красно-бурая	Q ₃ vd	78,2	17,0	2,0	—	" "
" фиолетово-серая	?	64,2	33,0	—	—	" "
Саэсааре, красно-бурая	Q ₃ vd	57,0	40,4	—	2,6	" "
" фиолетово-серая	Q ₂	54,8	46,2	—	—	" "
Реола, красно-бурая	Q ₃ vd	44,9	30,1	25,0	—	" "
" фиолетово-серая	Q ₃ dv	55,6	37,5	6,9	—	По данным автора
Тауга, красно-бурая	Q ₃ vd	80,0	13,7	6,3	—	
" фиолетово-серая	Q ₂	78,2	21,8	—	—	
Тырва, красно-бурая	Q ₃ vd	47,7	41,8	9,7	0,8	По К. Орвику (Orviku, 1956) **
" фиолетово-серая	Q ₃ dv	77,4	12,0	8,0	2,6	
Вастселийна, красно-бурая	Q ₃ vd	42,3	51,6	6,1	—	По данным автора
" фиолетово-серая	Q ₃ dv	44,3	49,5	6,2	—	

* I. Elvire, Eesti NSV moreenide kivimilisest kvantitatiivsest analüüsist. Дипломная работа. 1957. Рукопись. Фонды геол. отд. ТГУ.

** K. Orviku, Eesti NSV maa-alal esinevate moreenide geoloogiat. 1956. Рукопись. Фонды ИГ АН ЭССР.

Таблица 6

Количество галек и содержание различных групп пород в галечной фракции (1—10 см) некоторых фиолетово-серых и залегающих на них красно-бурых морен Южной Эстонии

Наименование морены	Вероятный возраст	Количество галек в 1 м ³ морены	Группы пород, %			Содержание галечной фракции в морене, %
			карбонатные	кристаллические	девонские песчаники	
Раади, красно-бурая	Q ₃ ^{1z} vd	3 600	25,7	69,6	4,7	2,8
„ фиолетово-серая	?	20 100	77,0	21,5	1,5	9,7
Реола, красно-бурая	Q ₃ ^{1z} vd	5 750	63,1	32,6	4,3	4,0
„ фиолетово-серая	Q ₃ ^{dv} vd	9 650	66,0	31,7	2,3	5,2
Саэсааре, красно-бурая	Q ₃ ^{1z} vd	8 200	72,6	24,4	3,0	5,2
„ фиолетово-серая	Q ₂	7 700	65,5	33,0	1,5	3,3
Отепя, красно-бурая	Q ₃ ^{1z} vd	14 800	84,4	14,1	1,5	5,5
„ фиолетово-серая	Q ₃ ^{dv} vd	23 500	87,1	12,9	—	13,2

5 м — бурая морена, верхние 2 м которой более песчаные и содержат очень много галек; в нижней части морена более глинистая и бедна гальками;

1 м + — фиолетово-серая морена, плотная, тяжелая, суглинистая.

Нижняя, очень плотная фиолетово-серая морена в Камбья, по нашему мнению, относится к среднему плейстоцену. Залегание слоев, аналогичное залеганию их в верхней части этого разреза (красно-бурая и бурая или фиолетово-серая морены, разделенные песком или гравием), наблюдается в Южной Эстонии сравнительно часто, и встречающиеся здесь морены следует, вероятно, рассматривать как стадиальные морены последнего оледенения, т. е. верхнего плейстоцена. Стадиальный характер ряда фиолетово-серых морен Южной Эстонии бесспорно доказывается присутствием межстадиальных отложений в Камера (Орвику,

Таблица 7

Содержание гравийной (1—20 мм) фракции (в %) в некоторых фиолетово-серых и залегающих на них красно-бурых моренах Южной Эстонии
По И. Эльвре (Elvre, 1957) и К. Орвику (1956) *

Местонахождение	Верхняя красно-бурая морена	Нижняя фиолетово-серая морена
Тарту, ул. Бурденко	6,1	7,6
Тарту, ул. Ванемуйзе	8,0	19,9
Тарту, Раади	15,3	15,8
Саэсааре	13,6	12,3
Реола	5,1	13,6
Тырва	8,5	10,9
Холста	7,4	10,6
Ньуни	2,1	12,0

* См. сноски на стр. 10.

Таблица 8
Химический состав мелкозема (< 0,1 мм) некоторых фиолетово-серых и залегающих на них красно-бурых морен Южной Эстонии

Наименование морены	Вероятный возраст	SiO ₂	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	Потеря при прокаливании	Всего	CO ₂
Саэсааре, красно-бурая	Q ₃ ¹² vd	65,3	12,1	3,8	4,5	2,2	2,7	2,0	7,7	100,3	3,9
" фиолетово-серая	Q ₂	61,7	12,3	3,7	5,9	2,5	2,9	1,6	9,0	99,6	5,8
Реола, красно-бурая	Q ₃ ¹² vd	65,1	13,5	4,2	3,7	1,9	2,8	1,8	7,8	100,8	5,7
" фиолетово-серая	Q ₃ ^{dv} vd	62,2	11,2	3,3	6,5	3,1	3,0	1,9	9,9	101,1	7,0

Примечание. Анализы выполнены в Институте геологии АН ЭССР. Аналитик — Л. Лутс.

1941 *, 1956 и др.). Но, с другой стороны, нельзя забывать, что местами в Южной Эстонии под фиолетово-серыми моренами обнаружены газопроявления, указывающие на присутствие более древних межледниковых и моренных отложений. Эти газопроявления, вероятно, связаны с разложением межледниковых отложений, более древних, чем фиолетово-серая морена данного разреза. Примером этого может служить описанный К. Орвику (1941 *, 1953 **) разрез у оз. Кывер-Уйбоярв (севернее г. Отепя):

- 9,0 м — фиолетово-серая валунная морена;
- 0,4 м — серый мелкозернистый галечник;
- 2,5 м — сероватая слоистая глина и суглинок, частично перемятые;
- + — гравий, из которого выделяется газ.

По литологическим признакам различать разновозрастные фиолетово-серые морены пока трудно. Можно лишь предполагать, что фиолетово-серые среднеплейстоценовые морены отличаются от фиолетово-серых морен верхнего плейстоцена очень плотным, «сланцеватым» строением. Более плотное строение морены предпоследнего оледенения по сравнению с мореной последнего оледенения отмечалось нами также при описании разновозрастных морен в других районах республики (см. стр. 7), и это подчеркивается также исследователями соседних районов (Котлукова, 1961 и др.).

Стадиальные горизонты валдайского века на территории Эстонии нами выделяются главным образом на основе изучения распространения руководящих валунов в моренах и распространения самих моренных отложений (Раукас, 1963).

Мы уже видели, что местами разновозрастные стадиальные морены покрывают друг друга. При этом они обычно либо соприкасаются непосредственно, либо отделяются флювиогляциальными или озерно-ледниковыми отложениями мощностью в несколько метров. Органические остатки между ними обнаруживаются редко. Морены лужской (хааньяской) стадии покрывают морены двинской (псковской) стадии в Южной Эстонии (Реола, Вана-Кастре, Камера, Вазула и др.), морены невской (пандивереской) стадии покрывают морены лужской (хааньяской) стадии в Северной Эстонии (Роостая, Пирита и др.). Залегания морен невской (пандивереской) стадии под моренами паливереской стадии пока не установлено.

Стадиальные морены двинской (псковской) стадии имеют в республике ограниченное распространение. Для них характерен фиолетово-серый или бурый цвет, и по литологическому составу они отличаются от покрывающих их красно-бурых морен. Так, в моренах двинской (псковской) стадии почти всегда содержится больше карбонатных пород и минералов и меньше девонских песчаников и кристаллических пород, чем в залегающих на них моренах лужской (хааньяской) стадии (см. табл. 5—8).

Морены лужской (хааньяской) стадии распространяются в республике исключительно широко. В Северной Эстонии они характеризуются серым, в Южной Эстонии — красно-бурым цветом (рис. 3, 4). Их литологический состав колеблется в зависимости от подстилающих

* К. Орвику. Первые находки межледниковых и межстадиальных отложений на территории Советской Эстонии, 1941. Рукопись. Фонды Института геологии АН ЭССР.

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



Рис. 3. Основная морена лужской (хааньяской) стадии серого цвета в Тудулинна.

коренных пород в больших пределах (см. Орвику, 19586; Раукас, 1962 и др.).

Морены невской (пандивереской) стадии распространяются в Северной Эстонии (см. Раукас, 1963) и обычно имеют серый цвет различных оттенков. В северо-восточной части Эстонии близ коренных выходов девона они местами окрашены в красно-бурый цвет, и в этом случае их можно легко отличить от более древних морен лужской (хааньяской) стадии серого или бурого цвета. Значительно отличаются они от последних также литологическим составом. Обычно в красно-бурых моренах невской (пандивереской) стадии полностью отсутствуют карбонатные породы (табл. 9), и эти морены в основном сложены кристаллическими породами и песчаниками наровского горизонта (D_2ng), тогда как в моренах лужской (хааньяской) стадии Северной Эстонии карбонатные породы почти всегда встречаются в большом количестве (60—95%).

Таблица 9

Содержание различных групп пород в галечной фракции (1—10 см) морен лужской (хааньяской) и невской (пандивереской) стадий на правом склоне ручья Роостая, близ бывшего хутора Одернийду

Наименование морены	Группы пород, %			
	карбонатные	кристаллические	песчаники	остальные породы
Верхняя красно-бурая морена невской (пандивереской) стадии	—	82,7	17,3	—
Нижняя серая (бурая) морена лужской (хааньяской) стадии	18,7	55,3	24,6	1,4

Находящиеся вдалеке от выходов девонских пород морены невиской (пандивереской) стадии также окрашены в серый цвет, и отличить их от морен лужской (хааньяской) стадии по литологическим признакам трудно (рис. 5).

Морены паливереской стадии распространяются в северо-западной части республики, к северу от краевых образований Северо-Западной Эстонии, в основном на выходах карбонатных пород. Ввиду этого они окрашены в серый цвет и содержат много карбонатного материала.

Наряду со стадийными моренами в пределах республики часто встречаются морены, залегающие слоями, образование которых, вероятно, связано с еще более незначительными отступлениями и надвиганиями — осцилляциями края материкового льда. По литологическим признакам разновозрастные осцилляторные морены обычно отличаются незначительно. Местами между ними обнаружены ленточные глины небольшой мощности (Хаабсааре) или безвалунные суглинки (Ноодазе, Райгасте).

К. Орвику (1953*) отмечает присутствие осцилляторных морен в Уула (в 20 км к западу от г. Тарту). На разнозернистых слоистых песках здесь залегает красно-бурая суглинистая, в нижней части супесчаная или песчаная морена мощностью 0,5—2,5 м, а над ней — суглинистая морена буровато-серого цвета мощностью 0,3—1,2 м. По содержанию различных групп пород названные осцилляторные морены, как можно было и предполагать, мало отличаются друг от друга (табл. 10).

Таблица 10

Содержание различных групп пород в галечной фракции (1—10 см) разновозрастных осцилляторных морен в старом (I) и новом (II) карьерах песка и гравия в Уула

Наименование морены	Группы пород, %					
	карбонатные		кристаллические		девонские песчаники	
	I	II	I	II	I	II
Верхняя буровато-серая	81,5	92,0	17,0	8,0	1,5	—
Нижняя красно-бурая	80,3	86,3	15,1	11,4	4,6	2,3

В Райгасте (в 3 км к югу от пос. Рынгу) расположен карьер песка и гравия, в котором на протяжении всего обнажения между двумя осцилляторными моренами красно-бурого цвета прослеживается горизонт безвалунного суглинка серого цвета мощностью 5—12 см. Мощность верхней осцилляторной морены составляет 1,0—1,6 м, нижней — 0,3—0,8 м. При этом верхняя суглинистая морена содержит больше карбонатных пород и меньше девонских песчаников, чем нижняя супесчаная морена (табл. 11). Различия в минералогическом составе этих морен (см. табл. 2) выявляются менее четко.

Безвалунный суглинок небольшой мощности между двумя одинакового цвета, литологически отличающимися осцилляторными моренами (табл. 11) обнаружен В. Лепасепом также в Ноодазе (в 10 км к юго-востоку от г. Выру).

* См. сноску на стр. 13.

Содержание различных групп пород в гравийной фракции (5—10 мм) разновозрастных осцилляторных морен в Райгасте и Ноодазе

Наименование морены	Группы пород, %		
	карбонатные	кристаллические	девонские песчаники
Райгасте, верхняя красно-бурая	80,0	17,3	2,7
„ нижняя красно-бурая	69,7	20,6	9,7
Ноодазе, верхняя красно-бурая	51,8	37,8	10,4
„ нижняя красно-бурая	50,0	50,0	—

Широко распространены залегающие друг на друге разноцветные морены последнего оледенения в окрестностях г. Вильянди. Впервые эти морены в литературе были отмечены К. Орвику (Orviku, 1935). Детально они описаны Э. Лёкене (Lõkene, 1960*, 1961). Эти морены или непосредственно соприкасаются между собой (Колга, Вериласке и др.), или отделяются флювиогляциальными отложениями небольшой (до 1,5 м) мощности (Пилу и др.).

Нижние морены последнего оледенения в окрестностях г. Вильянди характеризуются желтовато-серым или желтовато-бурым цветом, верхние морены — красно-бурые. В песчаной фракции нижних морен обычно содержится больше кварца, карбонатов, амфиболов и пироксенов и меньше полевых шпатов, рудных минералов, слюд и хлоритов, чем в верхних моренах (табл. 12). В нижних моренах содержится также больше галек и валунов. По соотношению различных групп пород эти морены мало отличаются друг от друга (табл. 13).

Образование двухслойных морен в окрестностях Вильянди, по нашему мнению, нельзя рассматривать по одной схеме. Большинство из этих морен образовалось, вероятно, в результате осцилляторных движений материкового льда. На это указывают их залегание, небольшая мощность и почти одинаковый литологический состав. Что формирование верхних и нижних морен в ряде случаев отделялось определенным промежутком времени, на это указывает также обнаруженное К. Орвику (Orviku, 1935) нарушенное напором материкового льда залегание межморенных песков, гравия и нижней морены близ северо-западного склона долины Вильянди у Мяннимяэ. Но, с другой стороны, залегание разного цвета морен в карьере гравия и песка на друмлине Тяку говорит в пользу того, что обе морены являются одновозрастными и что вытаивание их происходило из одного и того же ледника. На это указывает характер их залегания и незначительная мощность. Так, мощность верхней морены составляет, по нашим наблюдениям, лишь 0,35 м, нижней морены — 0,78 м, а между двумя моренами обнаружены в ненарушенном залегании пески и гравий общей мощностью 1,2 м. Нет основания полагать, что образование этих морен отделялось каким-либо существенным промежутком времени.

Одновозрастные внутренние и донные морены установлены нами в республике в ряде случаев. Обычно эти морены резко отличаются между собой по цвету и литологическому составу.

Так, в окрестностях Маарду, в 13 км к востоку от Таллина, известны три различных типа основной морены. В предглинтовой полосе распро-

* E. Lõkene. Sakala kõrgustiku põhjapoolse osa kvaternaargeoloogia. 1960. Диссертация. Рукопись находится в Научной библиотеке ТГУ.

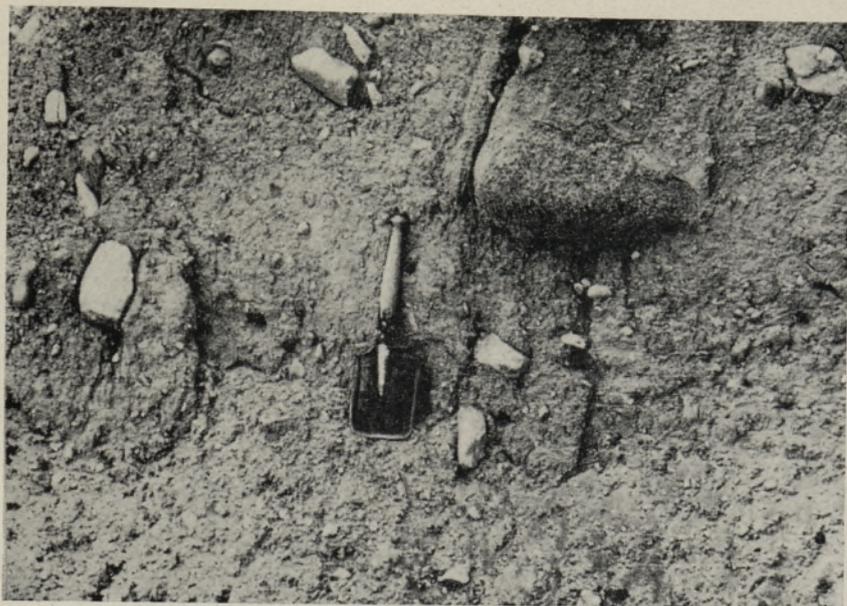


Рис. 4. Основная морена лужской (хааньяской) стадии красно-бурого цвета в Кяркна.



Рис. 5. Локальная морена в Найстевяля (Пандивереская возвышенность), богатая гальками местных карбонатных пород.

Фото А. Мийдела.



Рис. 6. Залегание абляционной морены (?) на типичной основной морене в Кяркна.

Минералогические анализы мелкопесчаной (0,1—0,25 мм) фракции некоторых залегающих друг на друге разноцветных морен последнего оледенения в окрестностях г. Вильянди, %

Минералы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
Легкая фракция (удельный вес < 2,89)														
Кварц	65,3	65,9	70,7	76,5	58,7	71,7	66,4	69,1	68,2	58,5	57,6	70,7	64,4	68,7
Полевые шпаты	19,5	17,8	22,6	13,5	31,3	17,2	21,7	15,2	13,0	14,0	29,8	14,6	22,9	15,4
Карбонаты	12,6	13,4	4,7	7,4	4,3	7,7	7,5	12,5	15,7	24,0	0,8	8,6	7,5	12,3
Слюды	2,2	2,9	2,1	2,2	4,7	1,3	1,9	1,4	1,4	1,0	7,1	4,9	3,2	2,3
Остальные	0,4	—	1,0	0,4	1,0	2,1	2,5	1,8	1,7	2,5	4,7	1,2	2,0	1,3
Тяжелая фракция (удельный вес > 2,89)														
Магнетит, ильменит	6,5	8,3	11,0	4,3	7,4	7,8	9,9	5,8	6,9	8,6	5,5	10,8	7,9	7,6
Гематит, лимонит	2,3	1,5	2,4	1,9	5,1	6,2	5,8	2,4	4,2	3,9	6,3	3,2	4,4	3,2
Лейкоксен	0,5	1,0	0,3	0,8	1,0	0,7	—	—	0,6	—	0,8	0,3	0,5	0,5
Гранат	22,6	14,2	22,8	16,0	15,7	19,5	13,4	21,0	21,3	20,9	15,0	23,2	18,5	19,2
Амфиболы	36,9	47,1	35,8	58,1	26,4	42,4	40,6	39,2	42,9	42,4	27,7	37,8	35,1	44,4
Пироксены	3,1	2,9	3,1	1,7	1,5	4,2	3,3	4,7	3,0	1,8	2,6	3,5	2,6	3,1
Карбонаты	1,8	2,0	11,6	0,5	2,3	1,3	1,8	1,9	2,4	7,3	0,2	2,7	3,3	2,6
Слюды	7,8	4,9	2,4	1,3	14,4	4,2	10,5	6,5	5,7	2,3	21,2	2,2	10,3	3,6
Хлориты	6,5	4,4	0,5	0,8	8,6	2,0	2,3	1,9	2,1	1,3	8,5	2,2	4,7	2,1
Циркон, монацит, ксенотим	0,3	0,5	1,3	1,6	0,5	1,3	0,9	1,3	0,3	0,8	0,6	1,1	0,7	1,1
Турмалин	0,5	—	0,3	0,8	0,8	0,3	0,6	0,7	0,9	0,3	0,8	1,6	0,7	0,6
Эпидот, цоизит, клиноцоизит	0,8	1,0	0,8	2,1	1,3	1,3	0,9	0,9	1,8	1,1	1,4	1,4	1,2	1,3
Рутил	—	0,5	0,3	0,3	—	0,3	0,3	—	0,3	—	0,2	0,5	0,2	0,3
Титанит	0,3	—	—	0,3	0,5	—	—	0,4	—	—	—	—	0,1	0,1
Ставролит	0,8	1,5	1,1	1,3	—	0,7	0,6	0,2	0,3	0,3	0,2	—	0,5	0,7
Андалузит	0,3	—	0,5	1,1	0,8	1,3	0,3	0,1	—	—	0,4	0,5	0,4	0,7
Дистен	1,3	—	0,3	0,8	0,3	0,3	0,6	0,7	0,3	0,5	0,2	0,3	0,5	0,4
Силлиманит	—	0,5	—	0,5	0,3	0,7	0,3	—	—	0,3	—	—	0,1	0,3
Апатит	0,3	—	—	0,5	0,3	0,7	0,6	0,4	—	—	0,4	0,3	0,3	0,3
Остальные	7,4	9,7	5,5	5,3	12,6	4,8	7,3	10,9	7,0	8,2	8,0	8,4	8,0	7,9
Весовое содержание тяжелой фракции, %	1,1	1,4	0,3	1,0	0,6	0,7	1,0	1,0	1,2	1,5	0,7	0,9	0,8	1,1

Примечание. Все пробы отобраны Э. Льюкене.

- I — верхняя красно-бурая морена из Вериласке
 II — нижняя желтовато-серая морена „ „
 III — верхняя красно-бурая морена из Колга
 IV — нижняя желтовато-серая морена „ „
 V — верхняя красно-бурая морена из Анду
 VI — нижняя желтовато-бурая морена „ „
 VII — верхняя красно-бурая морена из Пилу

- VIII — нижняя желтовато-бурая морена из Пилу
 IX — верхняя красно-бурая морена из Кийза
 X — нижняя желтовато-бурая морена „ „
 XI — верхняя красно-бурая морена из Тяку
 XII — нижняя желтовато-бурая морена „ „
 XIII — среднее для красно-бурых морен
 XIV — среднее для желтовато-серых и желтовато-бурых морен

Таблица 13

Содержание различных групп пород в галечной фракции (1—10 см) и количество галек в некоторых залегающих друг на друге разноцветных моренах последнего оледенения в окрестностях г. Вильянди

Наименование морены	Мощность, м	Группы пород, %			Содержание галечной фракции, %	Количество галек в 1 м ³ морены
		карбонатные	кристаллические	девонские песчаники		
Вериласке, верхняя	0,70	86,1	11,2	2,7	7,1	7 600
„ нижняя	1,60	88,0	12,0	—	9,7	15 000
Колга, верхняя	0,80	86,3	12,7	1,0	5,7	9 700
„ нижняя	1,20+	88,8	10,7	0,5	7,5	12 200
Кййза, верхняя	3,80	86,1	12,6	1,3	3,9	6 700
„ нижняя	1,50+	89,3	10,5	0,2	14,3	26 200
Тяку, верхняя	0,35	0,2	63,0	36,8	1,6	1 400
„ нижняя	0,78	90,7	7,8	1,5	7,5	9 250

страняется типичная для этих районов синевато-серая малокарбонатная морена. К югу от нее, уже на выходах карбонатных пород, рядом встречаются желтовато-серая морена с высокой карбонатностью (донная морена) и красно-бурая бескарбонатная морена, содержащая только обломки кристаллических пород. Последняя, вероятно, была оставлена ледниками в виде внутренней морены, не имевшей контакта при своем движении с карбонатными породами ордовика.

На выходах карбонатных пород ордовика и силура внутренние морены отличаются от донных невысоким содержанием карбонатных минералов и карбонатных пород. Ввиду этого они имеют также и различную окраску. Например, в окрестностях Каали на о-ве Сааремаа, а также в других местах острова широко распространена желтовато-серая (донная) морена с высокой карбонатностью (более 20%) и наряду с ней более ограниченно встречается бурая морена с низкой карбонатностью (около 8%), которую мы считаем внутренней мореной.

О распространении в республике абляционной (поверхностной) морены имеется мало данных. Правильнее, мы не умеем ее отличать от лежащих на основной морене флювиогляциальных отложений. Весьма возможно, что некоторые плохо отсортированные, со слабо окатанными обломками гравийно-галечные отложения небольшой мощности, залегающие на типичной основной морене и относимые в настоящее время к флювиогляциальным отложениям, представляют собой абляционную морену (рис. 6).

В настоящем сообщении мы привели некоторые новые сведения о залегании разновозрастных морен в республике и предложили критерии для их сопоставления на основе литологических данных. Следует отметить, что здесь не затронут вопрос о закономерностях распространения руководящих валунов в моренах. Эти данные приведены в других работах автора (Раукас, 1963 и др.).

Из всего изложенного явствует, что в большинстве случаев для различения и сопоставления разновозрастных морен не существует достаточно четких литологических критериев. Поэтому, разумеется, успешное стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании одних литологических данных невозможно. Лишь работы комплексного характера могут обеспечить успех изучению этого сложного и исключительно важного вопроса.

ЛИТЕРАТУРА

- Алейников А. А. 1960. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропо-геновых) отложений северо-запада СССР. Изд-во ЛГУ.
- Каяк К. 1959. Геология долины реки Вяйке-Эмайыги. Ученые зап. Тартуского гос. ун-та, вып. 75. Тр. по геологии Эст. ССР, 1.
- Котлукова И. В. 1961. Четвертичные отложения в древних долинах центральной части Мстинской впадины. В кн.: Палеогеография четвертичного периода СССР. Изд-во МГУ.
- Москвитин А. И. 1952. Схема палеогеографии плейстоцена Европейской части СССР на основе новых представлений о стратиграфии четвертичных отложений. В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3. М.
- Орвику К. К. 1956. Стратиграфическая схема антропогеновых (четвертичных) отложений территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1.
- Орвику К. К. 1958а. Антропогеновая система. В кн.: А. Аалоз и др. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Таллин, Ин-т геологии АН ЭССР.
- Орвику К. К. 1958б. Литологическое исследование морены последнего оледенения Эстонии количественными методами. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.
- Раукас А. 1962. Закономерности распределения галек в моренах Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, т. XI, сер. физ.-мат. и техн. наук, № 2.
- Раукас А. 1963. Закономерности распространения руководящих валунов в моренах последнего оледенения Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, т. XII, сер. физ.-мат. и техн. наук, № 2.
- Шик С. М. 1957. О самостоятельности московского оледенения. ДАН СССР, т. 117, № 2.
- Эльтерманн Г. Ю., Раукас А. В. 1963. Некоторые примеры сопоставления макроскопически сходных разновозрастных морен на основе их литологического изучения. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XII.
- Lõokene, E. 1960. Sakala kõrgustiku orgude geoloogias. Eesti Loodus, 2.
- Lõokene, E. 1961. Sakala kõrgustiku põhja- ja keskosas levinud moreenide geoloogia. LUS-i aastaraamat 1960, kd. 53. Tartu.
- Orviku, K. 1935. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. Koguteos «Eesti» VII. Viljandimaa.
- Orviku, K. 1939. Rõngu interglatsiaal — esimene interglatsiaalse vanusega organogeensete setete leid Eestist. Eesti Loodus, 1.
- Orviku, K. 1960a. Antropogeeni ladestu. Rmt.: Ülevaade Eesti aluspõhja ja pinnakatte stratigraafiast. ENSV TA Geoloogia Instituut. Tallinn.
- Orviku, K. 1960b. Eesti geoloogilisest arengust antropogeenis I. Eesti Loodus, 1.
- Raukas, A. 1961a. Märkmel Eesti pleistotseeni stratigraafia ja paleogeograafia kohta moreenide uurimise alusel. VI Eesti looduseuurijate päeva ettekannete teesid. Tartu.
- Raukas, A. 1961b. Mineraloogilise meetodi kasutamise võimalusest moreenide uurimisel Eestis. ENSV TA Geoloogia Instituudi uurimused VII.

*Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР*

EESTI NSV ERIVANUSTE MOREENIDE LITOLOOGIA

A. RAUKAS

Resüme

Erivanuste moreenide litoloogilisel iseloomustamisel on aluseks võetud K. Orviku poolt väljatöötatud Eesti pleistotseeni stratigraafiline skeem (Orviku, 1958a jt.). Viimase (valdai) jäätumise piirides on vabariigi territooriumil võimalik täiendavalt välja eraldada stadiaalseid ja ostsillatoorseid setteid ning neid naaberaladega korreleerida (Paykas, 1963). Lasuvuse iseloomu ja litoloogiliste tunnuste põhjal on kohati võimalik eristada ka pinna- (ablatsioon-), sise- ja põhjamoreene.

Rõngu ja Karuküla ümbruse keskpleistotseeni (dnepri, kuid võimalik, et ka Moskva jäätmise) hallivärvuselised moreenid sisaldavad rohkem karbonaatseid kivimeid (tab. 1) ja vähem devoni liivakive ning kristalseid kivimeid kui lasuvad ülepleistotseeni (valdai jäätmise) punakaspruuni värvusega moreenid (Орвику, 19586 jt.). Erinevused kristalsete kivimigrühmade vahel korraldades on tühised (tab. 3). Rõngu lähedal asuvast Raigaste karjäärist leitud keskpleistotseeni moreeni peenliivafraktsioonis esineb lasuva valdai jäätmise moreeniga võrreldes (tab. 2) suhteliselt vähe limoniiti ja hematiti ning rohkesti amfiiboole ja karbonaate. Mineraaliterade morfoloogias ja nende sekundaarse muutumise astmes ei ole erivanustes moreenides erinevusi märgata. Võib vaid märkida, et Lõuna-Eesti valdai jäätmise punakaspruunides moreenides on mineraaliterad peaaegu alati kaetud raudhüdrosiidide kelmega, kuid Raigaste keskpleistotseeni vanusega hallis moreenis seda nähtust ei esine.

Jälginud moreenide lasuvussuhteid Kirde-Eestis, oletab K. Kajak keskpleistotseeni (dnepri) jäätmise moreeni esinemist Savala ja Kurtina mattunud orgudes ning Karjamaa, Vasknarva, Tudulinna, Pala ja Kallaste ümbruses. Selgeid litoloogilisi tunnuseid nende moreenide eraldamiseks pole tal aga õnnestunud esile tuua.

E. Löökene (1960, 1961) märgib dnepri jäätmise moreeni võimalikku esinemist Sakala kõrgustikul. Keskpleistotseeni (?) vanusega moreenid Sakala kõrgustiku põhjanõlval sisaldavad lasuvatest valdai jäätmise moreenidest rohkem kristalseid ja vähem karbonaatseid kivimeid (tab. 4). Suhteliselt väike on nende moreenide peeneses ka karbonaatsete mineraalide sisaldus.

Lõuna-Eestis punakaspruuni moreeni all kohati esinev violetthall või pruun moreen (joon. 2) on mõnel juhul keskpleistotseeni vanusega (Saesaare, Tauga), mõnel juhul (Kamera, Reola) kujutab aga nähtavasti endast viimase jäätmise üht vanemat stadiaalset (daugava staadium) moreeni (Raukas, 1961a). Keskpleistotseeni violetthall moreen erineb ülepleistotseeni violetthallist moreenist tunduvalt suurema tiheduse poolest.

Noorematest punakaspruunidest moreenidest erinevad Lõuna-Eesti violetthallid moreenid suurema karbonaatsete kivimite (tab. 5, 6) ning veeriste (tab. 6) ja kruusa (tab. 7) sisalduse poolest. Mõningaid erinevusi on ka nende moreenide mineraloogilises (Raukas, 1961b) ja keemilises (tab. 8) koostises.

Viimase jäätmise stadiaalsetest moreenidest on eriti ulatuslikult levinud luuga (haanja) ja neeva (pandivere) staadiumi moreenid. Luuga staadiumi moreene iseloomustab Põhja-Eestis hall, Lõuna-Eestis punakaspruun värvus (joon. 3, 4). Sõltuvalt aluspõhja lamavate kivimite iseloomust kõigub nende litoloogiline koostis suurtes piirides.

Neeva staadiumi moreenid esinevad vaid Põhja-Eesti aladel. Neile on harilikult iseloomulik hall põhivärvus, kuid Kirde-Eestis, devoni avamusala läheduses on nad kohati ka punakaspruunid, mistõttu neid on siin vanematest luuga staadiumi moreenidest kerge eraldada (Raukas, 1961b). Neeva staadiumi punakaspruunides moreenides karbonaatsed kivimid kas puuduvad või neid esineb väga vähe (tab. 9), kuna aga luuga staadiumi hallides moreenides esineb karbonaatseid kivimeid alati suurel hulgal. Devoni avamusalast kaugemal on ka neeva staadiumi moreenid halli põhivärvusega ja litoloogiliste tunnuste alusel on neid luuga staadiumi moreenidest raske eraldada.

Daugava (pihkva) staadiumi moreenid Lõuna-Eestis on väga piiratud levikuga. Tavaliselt on nad kaetud nooremate, luuga staadiumi moreeni-

dega, milledest nad erinevad suurema karbonaatsete kivimite ning väiksema devoni liivakivide ja kristalsete kivimite sisalduse poolest.

Palivere staadiumi moreenid levivad Loode-Eesti servamoodustistest põhja pool, peamiselt karbonaatsete kivimite avamusalal. Sõltuvalt aluspõhja kivimite iseloomust on nad hallivärvuselised ning sisaldavad rohkesti karbonaatset materjali. Eriilmeliste moreenide lasumist üksteisel pole palivere staadiumi moreenide levikualadel seni täheldatud.

Litoloogilised erinevused üksteisel lasuvate ostsillatoorsete moreenide vahel on harilikult tühised (tab. 10, 11, 12, 13).

*Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut*

THE LITHOLOGY OF SOVIET-ESTONIAN MORAINES OF A DIFFERENT AGE

A. RAUKAS

Summary

As a basis for the lithological characterisation of Estonian moraines of a different age, the stratigraphic scheme of the Estonian Pleistocene (Орвику, 1958a) has been applied. In addition, within the limits of the last (Valdai) glaciation on the territory of the republic, it is possible to define stadial and oscillatory sediments and correlate them with those of the neighbouring areas (Раукас, 1963). According to the character of bedding and their lithological properties, it is in places possible to define surface (ablational), englacial and ground moraines.

The Middle Pleistocene grey moraines of Rõngu and Karuküla, belonging to the Dnepr (possibly to the Moscow) glaciation, contain more carbonate rocks (table 1) and fewer Devonian sandstones and crystalline rocks, than the overlying Upper Pleistocene reddish-brown moraines of the Valdai glaciation (Орвику, 1958b). The differences in the proportion of crystalline rock groups are but inconsiderable (table 3). In the fine-sand fraction of the Middle Pleistocene moraine situated in the Raigaste pit near Rõngu, inconsiderable amounts of limonite and hematite and abundant amphiboles and carbonates were stated, in contrast to the overlying moraine of the Valdai glaciation (table 2). No differences in the morphology of mineral grains and in their secondary changes were observed in different-aged moraines. It can only be pointed out that the mineral grains of the reddish-brown South-Estonian moraines of the Valdai glaciation are nearly always covered with a ferrihydroxite film, which phenomenon has not been observed in the Middle-Pleistocene grey moraine of Raigaste.

On the basis of an observation of bedding relations in Northeast-Estonia, K. Kajak assumes an existence of Middle Pleistocene moraines (of the Dnepr glaciation) in the buried valleys of Savala and Kurtna as well in the surroundings of Karjamaa, Vasknarva, Tudulinna, Pala and Kallaste, though he has not succeeded in finding any definite lithological proofs for sustaining his assumption.

E. Lõokene (1960, 1961) speaks of a possible existence of a moraine of the Dnepr glaciation in the Sakala elevation. The Middle Pleistocene (?) moraines on the northern slope of the Sakala elevation contain more crystalline and fewer carbonate rocks than the overlying

moraines of the Valdai glaciation (table 4). The content of carbonate minerals in the moraine silt of the former is also comparatively low.

The purplish-grey or brown moraine (fig. 2) lying in places under the South-Estonian reddish-brown moraine is in a number of cases of a Middle-Pleistocene age (Saesaare, Tauga) and in some cases (at Kamera, Reola), it seemingly represents one of the older stadial (Dvina) moraine of the last glaciation (Raukas, 1961a). The Middle Pleistocene purplish-grey moraine differs from the Upper Pleistocene purplish-grey moraine by a considerably greater density.

The South-Estonian purplish-grey moraines differ from the younger reddish-brown ones by a greater amount of carbonate rocks (tables 5, 6) and a greater amount of pebbled (table 6) and gravel (table 7) fraction. There are also some differences in the mineralogical (Raukas, 1961 b) and chemical (table 8) composition of the above-mentioned moraines.

Of the stadial moraines of the last glaciation, the most widely distributed ones are those of the Luga (Haanja) and Neva (Pandivere) stages. The moraines of the Luga stage are characterized by grey colouring in North-Estonia, and by reddish-brown — in the south of the republic (figs. 3, 4). Their lithological composition fluctuates within wide limits, depending on the bedrock.

Moraines of the Neva stage occur in North-Estonia only. They are typified by grey colouring, but the moraines of the Neva stage located near the Northeast-Estonian Devonian outcrop area are also of a reddish-brown colouring, for which reason they are easily distinguishable from the older moraines of the Luga stage (Raukas, 1961b). Carbonate rocks are either lacking in the reddish-brown moraines of the Neva stage, or sparsely represented (table 3), whereas in the grey moraines of the Luga stage they always occur in great amounts. At some distance from the Devonian outcrop area, it is more difficult to distinguish the grey-coloured moraines of the Neva stage from those of the Luga stage owing to their colouring and similar lithological properties.

The South-Estonian moraines of the Dvina (Pskov) stage are of a very limited distribution. Generally they are covered by younger moraines of the Luga stage, from which they differ by a greater amount of carbonate rocks as well as by a smaller amount of Devonian sandstones and crystalline rocks (tables 5, 6).

The moraines of the Palivere stage are distributed to the north of the Northwest-Estonian marginal formations mainly in the carbonate outcrop area. Depending on the character of the bedrock, they are grey-coloured and contain abundantly carbonate material. In the sites of distribution of Palivere moraines no occurrence of different-typed moraines overlying each other has been noted, as yet.

The lithological differences in oscillatory moraines overlying each other are generally but inconsiderable (tables 10—13).