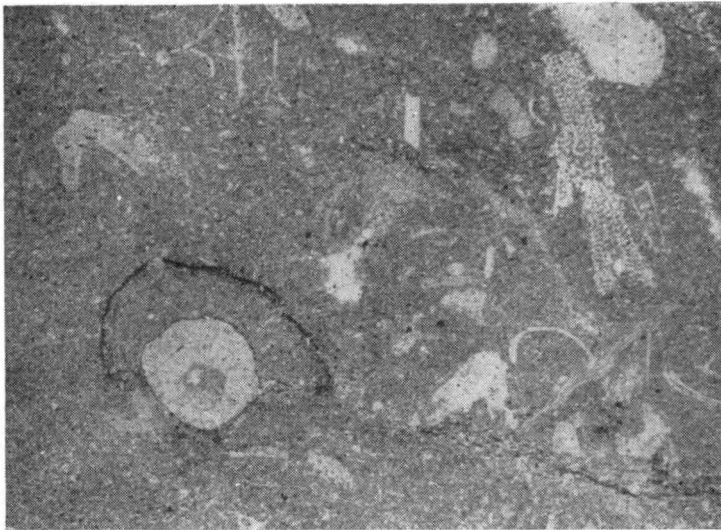


TARTU RIIKLIKU ÜLIKOOLI TOIMETISED
УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ
ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА
ACTA ET COMMENTATIONES UNIVERSITATIS TARTUENSIS
ALUSTATUD 1893. a. VIHK 359 ВЫПУСК ОСНОВАНЫ в 1893 г.

TÕID GEOLOOGIA ALALT
ТРУДЫ ПО ГЕОЛОГИИ
VII



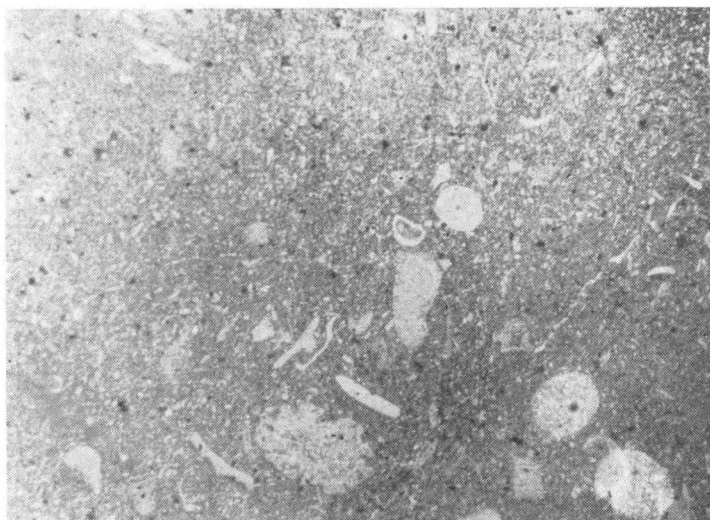
ТАРТУ 1975



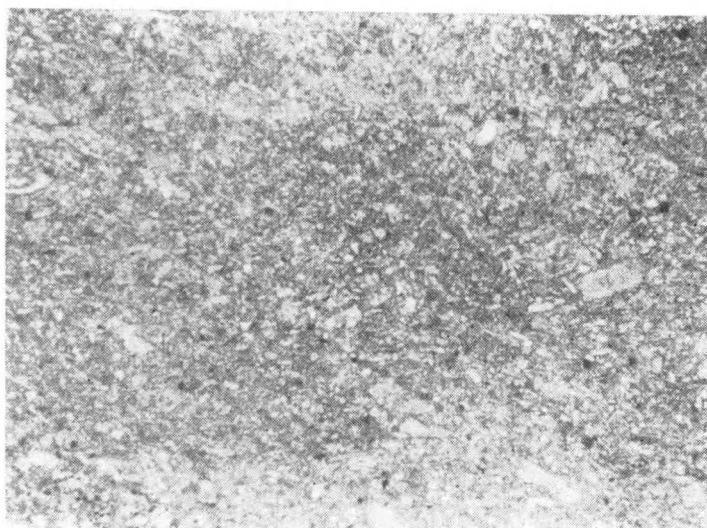
Фиг. 1. Среднеглинистый известняк с микро- и тонкокристаллической, мелко- и крупнодетритистой структурой и с лимонитизированными пятнами и полосами (черные). Скв. Вильянди, глуб. 305,7; юнсторпская свита. Шлиф, $\times 16$.



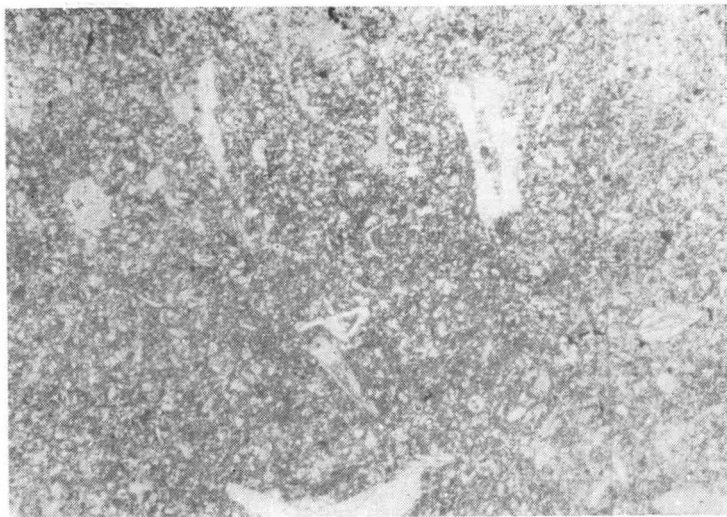
Фиг. 2. Мелко- и крупнодетритовый известковый мергель. Скв. Вильянди, глуб. 304,0 м; юнсторпская свита. Шлиф, $\times 16$.



Фиг. 1. Сильноглинистый доломитистый известняк с тонко- и микрокристаллической детритистой структурой и с зернами пирита (черные пятна). Скв. Вильянди, глуб. 291,7 м; халликуская пачка. Шлиф, $\times 16$.



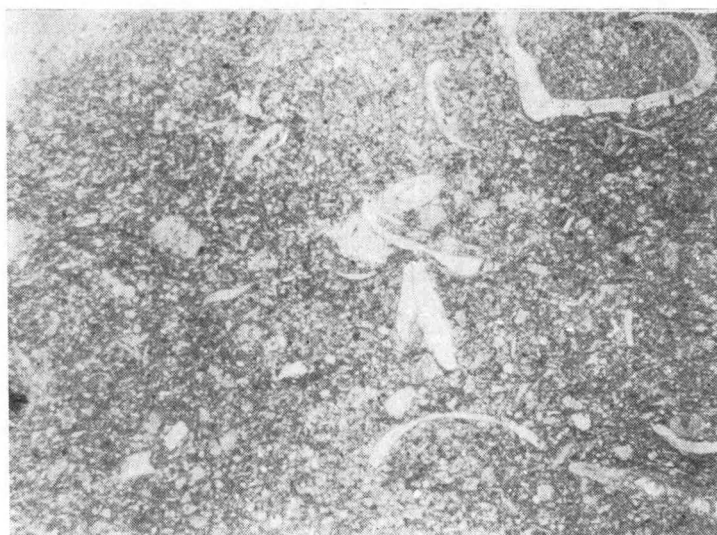
Фиг. 2. Сильноглинистый микро- и тонкокристаллический мелкодетритистый известняк с зернами пирита. Скв. Вильянди, глуб. 286,0 м; халликуская пачка. Шлиф, $\times 16$.



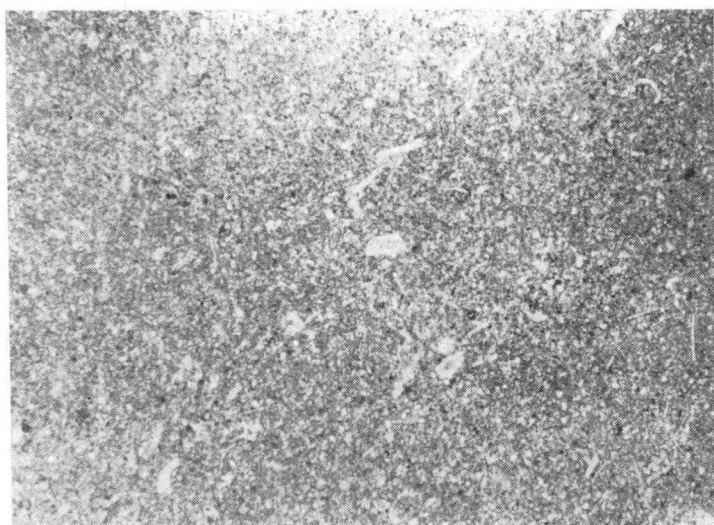
Фиг. 1. Среднеглинистый доломитовый тонкокристаллический мелкодетритистый известняк. Скв. Вильянди, глуб. 284,2 м; халликуская пачка. Шлиф, $\times 16$.



Фиг. 2. Среднеглинистый микро- и тонкокристаллический мелкодетритистый известняк. Скв. Вильянди, глуб. 283,2 м; верхняя часть халликуской пачки. Шлиф, $\times 16$.



Фиг. 1. Микро- и тонкокристаллический мелко- и крупнодетритистый известковый мергель. Скв. Вильянди, глуб. 301,5 м; нижняя часть халликуской пачки. Шлиф, $\times 16$.



Фиг. 2. Микро- и тонкокристаллический доломитистый известковый мергель. Скв. Вильянди, глуб. 297,7 м; халликуская пачка. Шлиф, $\times 16$.

ЛИТОЛОГИЯ ПОРКУНИСКОГО ГОРИЗОНТА В ЭСТОНИИ

А. Ораспыльд

ВВЕДЕНИЕ

Начиная с середины прошлого столетия поркуниский горизонт время от времени привлекал внимание исследователей, но в течение многих лет исследования проводились преимущественно на полосе выхода и имели в основном стратиграфический характер. Начиная с шестидесятых годов настоящего столетия основное внимание стали обращать на обработку керновых материалов буровых скважин, в связи с чем акцент переносился на литологические и литостратиграфические проблемы горизонта.

Благодаря долголетнему исследованию поркуниского горизонта в Северной Эстонии стратиграфия его в этом районе хорошо изучена. Автор настоящей статьи не ставил перед собой задачи подробно осветить историю изучения поркуниского горизонта в Северной Эстонии, так как соответствующий детальный обзор дан уже в работе А. Рымусокса¹.

Несмотря на хорошую изученность горизонта в Северной Эстонии, геологические данные по поркунискому горизонту на остальной территории Эстонии до шестидесятых годов настоящего столетия отсутствовали. Только в связи с комплексной геолого-гидрогеологической съемкой в средней и южной частях Эстонии были получены первые данные и по литологии поркуниского горизонта на этой территории. Но в печати появилось пока еще немного работ (Каяк, 1962; Мянниль, 1966; Мянниль и др., 1968), в которых затрагиваются и вопросы геологии поркуниского горизонта в Южной Эстонии.

Автор настоящей статьи в течение ряда лет занимается изучением литологии харьюской серии, в том числе и поркуниского горизонта.

¹ Рымусокс, А. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. Том II и IV. Докторская диссертация. Рукопись. Кафедра геологии ТГУ. 1966.

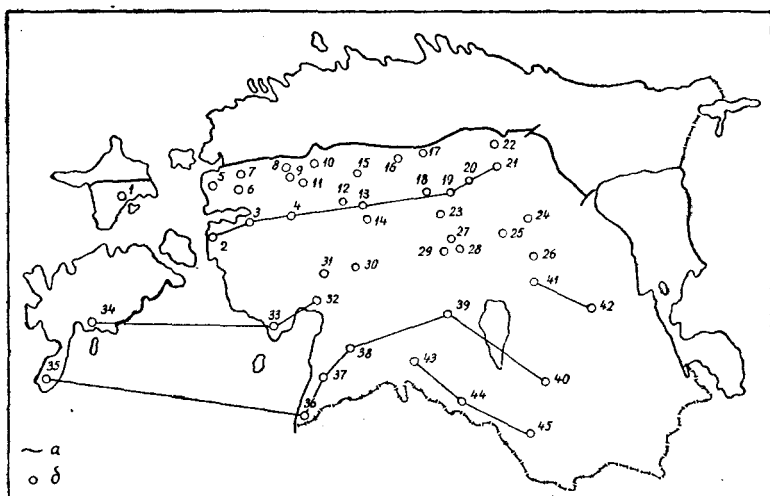


Рис. 1. Схема расположения буровых скважин, упоминаемых в тексте: 1 — Орьяку, 2 — Виртсу, 3 — Кирикукюла, 4 — Румба, 5 — Азукюла, 6 — Мартна, 7 — Паливере, 8 — Ристи-Майдла, 9 — Колувере, 10 — Ваймыйза, 11 — Паэкюла, 12 — Валгу, 13 — Лихувески, 14 — Кынну, 15 — Рапла, 16 — Тамси, 17 — Арду, 18 — Вяэтса, 19 — Кахала II, 20 — Вао, 21 — Камарику, 22 — Пандивере, 23 — Эйамаа, 24 — Йыгева, 25 — Сулуствере, 26 — Курси, 27 — Кабала, 28 — Коксвере, 29 — Выхма, 30 — Тоотси, 31 — Аре, 32 — Пярну, 33 — Селисте, 34 — Кингисепп, 35 — Охесааре, 36 — Икла, 37 — Хяэдемезде, 38 — Ристикюла, 39 — Вильянди, 40 — Отепя, 41 — Лаэва, 42 — Каагвере, 43 — Абя, 44 — Хольдре, 45 — Карула, а — северная граница выхода поркуниского горизонта, б — буровая скважина.

В основу статьи легли в основном материалы, полученные автором: обработаны керны 21 буровой скважины (рис. 1), изготовлены и изучены 294 шлифа, 85 пришлифовок, определено количество нерастворимого остатка в 207 пробах и сделаны 108 granulometric analyses нерастворимого остатка.

Кроме того, использованы данные, изложенные в докторской диссертации А. Рымусокса, и материалы отчетов о комплексной геолого-гидрогеологической съемке, а также макролитологические описания некоторых разрезов, полученные от профессора кафедры геологии ТГУ А. Рымусокса (скв. Выхма, Сулуствере, Курси), научных сотрудников Института геологии АН ЭССР Р. Эйнасто (скв. Карула и Охесааре) и Л. Пылма (скв. Икла и Хольдре), и начальника геологического отдела Управления геологии СМ ЭССР П. Вингиссаара (скв. Икла).

Керновый материал любезно предоставили автору для изучения геологи Управления геологии СМ ЭССР К. Каяк, Э. Кала и Х. Стумбур.

Многие образцы из буровых скважин Кирикукюла, Лаэва, Отепя и Карула передал нам для обработки Р. Эйнасто.

Интересные данные по литологии поркуниского горизонта автор заимствовал из дипломных работ студентов отделения геологии Тартуского государственного университета Ю. Сирка, Э. Кирс и А. Яласт.

Ценные материалы, указания и советы в ходе составления статьи автор получил от доктора геол. мин. наук Р. Мянниля (Институт геологии АН ЭССР) и профессора А. Рыымусокса.

Вышеупомянутым и всем другим лицам, оказывавшим содействие в изучении поркуниского горизонта, автор выражает свою искреннюю благодарность.

Стратиграфия горизонта

Вопросы стратиграфии поркуниского горизонта стали особенно актуальными в последние годы в связи с расширением исследовательских работ в средних и южных районах Эстонии. В ходе буровых работ, проводимых Управлением геологии СМ ЭССР, выяснилось, что поркуниский горизонт в южных районах по литологическому характеру отложений несколько иначе выражен. Уже Р. Мянниль (1966) высказал мнение, что четырехчленное деление горизонта, которое характерно для района выходов, в южных районах Эстонии не применимо. Исследования автора настоящей статьи подтвердили правильность этого предположения.

В данной главе мы попытаемся остановиться на некоторых основных проблемах стратиграфии поркуниского горизонта, особенно связанных с южной частью Эстонии.

Нижняя граница поркуниского горизонта в Северной Эстонии проводится по основанию вохилайдской пачки (Мянниль, 1962, 1966; Рыымусокс, 1967). Если первичные литологические признаки пачки сохранились, то нижняя граница горизонта является литологически ясной. В случае отсутствия вохилайдской пачки установление границы является сложной задачей. Это обусловлено прежде всего недостаточной палеонтологической изученностью горизонта в средней и южной частях Эстонии. Кроме того, в Южной Эстонии нижняя часть поркуниского горизонта литологически мало отличается от верхней части пиргусского горизонта.

Фаунистически поркуниский горизонт относительно хорошо охарактеризован в разрезе скважины Пярну (Мянниль, 1962), в которой нижняя граница горизонта установлена в глубине 256,9 м.

В разрезе скважины Выхма нижняя граница проводится по литологическим признакам на глубине 130,56 м (по А. Рыымус-

окусу²). Ниже этого уровня встречаются биогермные известняки пиргуского горизонта, а выше — глинисто-алевритистые известняки и мергели, которые условно относятся к поркунискому горизонту. Нижняя граница в разрезе скв. Кингисепп проводится по поверхности перерыва на глубине 297,6 м (рукописные материалы Р. Мяннила). В разрезах скважин Аре и Селисте нижняя граница горизонта неясна как литологически, так и палеонтологически.

Проведение нижней границы поркуниского горизонта в скважинах в Южной Эстонии затруднительно. В результате исследований, проведенных на территории Латвии (Мянниль, 1963, 1966; Мянниль и др., 1968; Гайлите, 1968, 1970 и др.), в верхней части ордовика выделен комплекс зеленовато-серых глинистых известняков и мергелей (кулдигская пачка), в котором найдены *Dalmanitina mucronata* (Brong.), *Brongniartella platynota* (Dalm.), *Dalmanella testudinaria* (Dalm.), *Meristella ? cassidea* (Dalm.), *Kinnekullea waerni* Henn. и др., свидетельствующие о наличии далманитиновой фауны и в Средней Прибалтике. Какое распространение имеет далманитиновая фауна в Южной Эстонии, до сих пор неясно. В разрезе скважины Хольдре в кулдигской пачке определены *Dalmanitina mucronata* (Brong.), *Dalmanella testudinaria* (Dalm.), *Aechmina ciecerensis* Gail., *Bollia mezmalensis* Gail., *Pseudulrichia inarguta* (Neck.), *P. norvegica* Henn., *Kinnekullea martinssoni* Gail., *Circulina nuda* Neck., *Rectella confragosa* Gail. и др. (Гайлите, 1970). По распространению названной фауны нижняя граница кулдигской пачки в указанном разрезе установлена на глубине 441,5 м. Элементы далманитиновой фауны найдены еще в скважинах Икла и Абья. На основе этих данных предполагается, что названная фауна распространена и в остальных частях Южной Эстонии (Мянниль и др., 1968).

Глинистые известняки и мергели, содержащие остатки далманитиновой фауны, причисляются к поркунискому горизонту (Мянниль, 1966; Мянниль и др., 1968). Но в связи с тем, что в Южной Эстонии серыми глинистыми известняками и мергелями представлена и верхняя часть пиргуского горизонта, граница между пиргуской и поркуниской горизонтами определена в разрезе буровых скважин условно.

Верхняя граница поркуниского горизонта в Северной Эстонии проводится «по исчезновению преобладающей части фауны, известной из отложений горизонта, и появлению нового фаунистического комплекса с *Stricklandia lens*, *Zygospiraella duboisi*, *Proetus planodorsatus* и др. Эта граница резко выражена и литологически: на биогермных известняках или песчаниках поркуниского горизонта залегают тонкослоистые глинистые

² См. сноску на стр. 33.

известняки, а местами — плотные скрытокристаллические известняки юрусского горизонта» (Рыымусокс, 1967, стр. 24—25). Литологически более неясной является верхняя граница поркуниского горизонта в Средней Эстонии. В скважине Пярну на основе изучения фауны эта граница проводилась по поверхности перерыва на глубине 239,4 м (Мянниль, 1962; Кала и др., 1962). Условно определена она в разрезах скважин Выхма, Аре и Селисте. В разрезе скважины Кингисепп верхняя граница проводилась по основанию афанитовых известняков на глубине 292,7 м.

Проблемы, связанные с верхней границей поркуниского горизонта в Южной Эстонии, до сих пор полностью не решены. В Средней Прибалтике, по палеонтологическим данным, кулдигская пачка несомненно относится к ордовику. В то же время стратиграфическое положение пилтенской и салдусской пачек остается дискуссионным, так как палеонтологически названные пачки недостаточно изучены и они трансгрессивно залегают на кулдигской пачке. Поэтому в некоторых работах (Гайлите и др., 1967; Ульст, 1970; Ульст, Гайлите, 1970 и др.) пилтенская и салдусская пачки относятся к силуру.

В работах других исследователей (Мянниль, 1963, 1966; Мянниль и др., 1968; Лапинскас, 1968; Волколаков и Спрингис, 1969) рассматриваемые пачки включены в ордовикскую систему. Л. Гайлите в одной своей работе (Гайлите, 1968) отмечает, что по анализу фаунистических комплексов в салдусской, пилтенской и кулдигской пачках можно прийти к выводу об их единстве. Общими формами являются *Dalmanitina mucronata*, *Bollia mezvagarensis* и *Dalmanella testudinaria*. В той же работе она приходит к выводу, что далманитиновым слоям Швеции соответствует вся кулдигская пачка Латвии вместе с вышележащими салдусской и пилтенской пачками (по находкам в них *Dalmanitina mucronata*).

Интересные результаты получил Р. Мянниль, исследуя кислотоустойчивые микрофоссилии в разрезе скважины Охесааре. Из комплекса глинистых известняков в интервале 445,9—448,7 м им найден *Conochitina tangourdeau*, по которому он эти слои относит к ордовику, точнее, к поркунискому горизонту (по рукописным материалам Р. Мянниля).

На этом основании подстилающие тонко- и микрослоистые алевритисто-глинистые известняки и обломочные известняки в той же и в других скважинах, которые мы причисляем к салдусской пачке, также имеют ордовикский возраст.

По исследованиям Р. Мянниля *Conochitina tangourdeau* найдена также в известняках и глинистых известняках в разрезах скважин Кингисепп (интервал 292,7—297,6 м) и Пярну (интервал 239,40—245,57 м).

Юрусский горизонт в Южной Эстонии представлен ыхнеской свитой (Нестор, Кала, 1968; Нестор, 1970). Она складывается толщей

глинистых карбонатных пород с мелкокомковатой текстурой. В наиболее южных разрезах (скв. Икла, Абья, Хольдре) в основании ыхнеской свиты залегает пачка красно- и пестроцветных мергелей. Названные литологические критерии необходимо также учитывать при проведении границы между поркуниским и юрусским горизонтами.

Мощность горизонта. Мощности поркуниского горизонта в Северной Эстонии колеблется в пределах от 0,6 до 8,2 м. Мощности его в Южной Эстонии значительно колеблется и обусловлена, по-видимому, отчасти неточным определением границ горизонта (скв. Лаэва, Каагвере и др.).

Ниже изложены данные о мощностях поркуниского горизонта в средней и южной частях Эстонии по следующим буровым скважинам:

Охесааре	—	3,4 м (445,9—449,3 м)
Кингисепп	—	4,9 м (292,7—297,6 м)
Икла	—	12,3 м (527,3—539,6 м)
Хяэдемеэсте	—	3,8 м (425,2—429,0 м)
Ристикюла	—	3,1 м (369,5—372,6 м)
Пярну	—	17,5 м (239,4—256,9 м)
Селисте	—	4,3 м (342,6—346,9 м)
Аре	—	0,9 м (181,5—182,4 м)
Тоотси	—	28,4 м (164,9—193,3 м)
Выхма	—	16,2 м (114,4—130,6 м)
Вильянди	—	4,9 м (276,3—281,2 м)
Абья	—	5,2 м (364,4—369,6 м)
Хольдре	—	14,5 м (427,1—441,5 м)
Карула	—	11,4 м (315,9—327,3 м)
Отепя	—	5,6 м (372,6—378,2 м)
Каагвере	—	9,8 м (188,1—197,9 м)
Лаэва	—	5,1 м (154,8—159,9 м)

Таким образом, наибольшая мощность горизонта установлена до сих пор в скважине Тоотси — 28,4 м. Кроме того, относительно большую мощность горизонт имеет в скважинах Пярну и Выхма и в наиболее южных скважинах — Икла, Хольдре и Карула.

Подразделение. В Северной Эстонии поркуниский горизонт подразделен на вохилайдскую, сиугескую, тыреверескую и камарикусскую пачки (докторская диссертация А. Рымусокса³).

В Западной Эстонии (скв. Селисте, Пярну, Аре) и на острове Сааремаа (скв. Кингисепп) названных пачек нет и весь горизонт представлен мергелями и глинистыми известняками. В разрезе скважины Выхма горизонт сложен из мергелей и алевро-глинистых известняков.

В Южной Эстонии в поркуниском горизонте, по нашему мнению, можно выделить, аналогично окрестностям пос. Салдусе на территории Западной Латвии, кулдигскую и салдусскую пачки. В разрезе скважины Охесааре на салдусской пачке залегают гли-

³ См. сноску на стр. 33

нистые известняки с *Conochitina tangourdeau* (интервал 445,9—448,7 м), которые рассматриваются Р. Мяннилем в качестве слоев эйл мюр (Ojle mür). Они установлены Р. Мяннилем еще в разрезах скважин Кингисепп (интервал 292,7—297,6 м) и Пярну (интервал 239,4—245,57 м). У нас пока нет достаточных палеонтологических данных о действительном распространении слоев эйл мюр, но, учитывая литологическое сходство пород самой верхней части поркуниского горизонта в некоторых разрезах (скв. Ристикула, Хольдре, Карула, Отепя, Каагвере, Лаэва, Тоотси) с палеонтологически охарактеризованными слоями эйл мюр, возможно, что названные слои распространены в южных частях Эстонии шире. Дальнейшие палеонтологические исследования несомненно покажут, насколько правильно это предположение.

Корреляция пачек. Корреляция разрезов поркуниского горизонта из разных районов Эстонии является довольно трудной проблемой.

Р. Мянниль и др. (1968) предполагают, что фаунистически доказанные далманитиновые слои кулдигской пачки и вышележащие песчанисто-оолитовые отложения в северном направлении переходят в толщу известковых мергелей и доломитов (скв. Пярну, Выхма, Каагвере и др.), а последние в свою очередь — в известковые отложения района выходов (поркуниская свита).

Мы, изучая литологию поркуниского горизонта в Эстонии, пришли к несколько иным выводам.

Вертикальная последовательность пород (органогенно-обломочные известняки, битуминозные известняки, биогермные известняки, карбонатные породы с повышенным содержанием кварца и песчаники) поркуниского горизонта в Северной Эстонии свидетельствует о регрессивном характере разреза.

В Южной Эстонии общий разрез поркуниского горизонта выражен иначе: на глинистых известняках и известковых мергелях кулдигской пачки залегает трансгрессивно салдусская пачка, которая в нижней ее части представлена главным образом обломочными известняками, величина обломков которых в разрезе закономерно уменьшается вверх. Выше по разрезу они заменяются тонко- и микрослоистыми известковыми мергелями и алеврогисто-глинистыми известняками той же пачки. В самой верхней части горизонта залегают известняки, глинистые известняки и мергели.

Учитывая довольно заметные различия в вертикальной последовательности, а также в составе пород между северной и южной Эстонией, нам кажется, что пачки поркуниского горизонта в Северной Эстонии и салдусская пачка в Южной Эстонии разновозрастные. Салдусская пачка представляет собою, по-видимому, более молодое образование поркуниского времени и ее образованию предшествовал перерыв в осадконакоплении на всей территории Эстонии.

Кулдигская пачка коррелирована нами всем поркуниским горизонтом в Северной Эстонии. К сожалению, у нас пока нет в достаточном количестве данных для доказательства такой корреляции, но нам кажется, что такое сопоставление все-таки возможно, тем более, что палеонтологические исследования в Латвии (Гайлите, 1968) показывают, что во всей кулдигской пачке, кроме типичной далманитиновой фауны, установлен еще *Brevibolbina ? porkuniensis* (K. Stumbur), который встречается в поркуниском горизонте в Северной Эстонии.

Отсутствие элементов далманитиновой фауны в Северной Эстонии связано, по-видимому, с одной стороны, с различными условиями обитания, а с другой — с возможным барьером в средней части Эстонии (см. на стр. 66).

Сильноглинистые известняки на салдусской пачке в разрезе скважины Охесааре являются, очевидно, самыми молодыми образованиями поркуниского горизонта.

В салдусском и эйл мюрском временах в Северной Эстонии, по нашему мнению, осадконакопление не состоялось.

Проблемой является также литостратиграфическое положение глинисто-алевролитистых и глинистых известняков и мергелей в скважине Выхма (в интервале 114,4—130,6 м), которые условно относятся к поркунискому горизонту. Повышенное содержание кварца алевролитовой размерности, тонкослоистая текстура (в некоторых интервалах) и более темный цвет пород в нижней части разреза, привели нас к мысли, что эти слои принадлежат к салдусской пачке.

Вышеизложенное можно проиллюстрировать следующей корреляционной схемой пачек поркуниского горизонта в Эстонии:

Т а б л и ц а

Северная Эстония	Южная Эстония
перерыв	слон эйл мюр
	салдусская пачка
	перерыв
камарикуская пачка	кулдигская пачка
тыревереская пачка	
сиугеская пачка	
вохилайдская пачка	

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЧЕК

В основу структурной классификации и классификации по вещественному составу карбонатных пород поркуниского горизонта данной статьи положена классификация П. А. Вингиссаара и др. (1965). Следует еще подчеркнуть, что породам рассматриваемого горизонта особенно характерны разнообразные смешанные структуры. Чтобы показать соотношения между разными компонентами, слово, обозначающее основной структурный компонент породы, помещается в конце, а названия подчиненных компонентов — впереди, например детритово-псаммитово-псефитовая. В данном случае основным компонентом является зернистый компонент с псефитовой структурой, остальные являются второстепенными.

Вышеупомянутые смешанные структуры свойственны именно органогенно-обломочным и обломочным известнякам вохилайдской и салдусской пачек. Под органогенно-обломочным известняком понимаются нами породы, сложенные преимущественно окатанными скелетными остатками. Примесь обломочного известнякового материала в них незначительная. В составе обломочных известняков, наоборот, основным компонентом являются разные по размерности обломки известняков.

Северная Эстония

Вохилайдская пачка представлена светло-серыми, коричневато-серыми и желтовато-серыми органогенно-обломочными и обломочными известняками с разной структурой, которые залегают на рэаской пачке пиргусского горизонта и покрываются, в зависимости от района, сиугеской, тыревереской или камарирусской пачкой. Рэаская пачка отличается от вохилайдской пачки в основном по структуре. Сходство между ними заключается в том, что в составе пород обеих пачек присутствуют остатки иглокожих и содержание нерастворимого остатка относительно низкое. Если кровлей рассматриваемой пачки является сиугеская пачка, граница между ними литологически менее резкая, так как битуминозность, характерная для сиугеской пачки (по А. Рымусоксу⁴), несколько выражена и в вохилайдской в виде тонких пленок коричневатого битуминозного мергеля. Граница между вохилайдской и тыревереской или камарирусской пачками литологически всегда резко выражена.

Пачка распространена только в Северной Эстонии (рис. 2).⁵

⁴ См. сноску на стр. 33.

⁵ Схемы о распространении вохилайдской, сиугеской, тыревереской и камарирусской пачек составлены автором по схемам А. Рымусокса (см. сноску на стр. 33) и дополнены новыми данными.

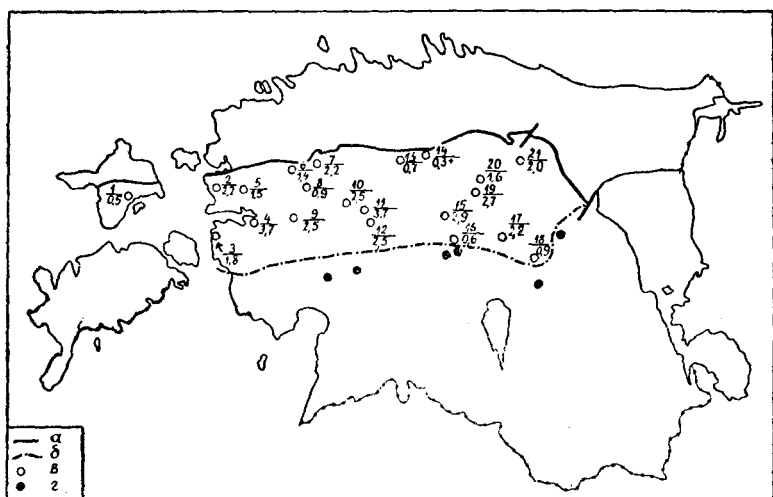


Рис. 2. Схема распространения и мощности вохилайдской пачки поркуниского горизонта: а — северная граница выхода горизонта; б — южная граница распространения пачки; в — скважина, в которой установлена вохилайдская пачка; г — скважина, в которой пачка отсутствует. Буровые скважины: 1 — Орьяку, 2 — Азукюла, 3 — Виртсу, 4 — Кирикукюла, 5 — Мартна, 6 — Ристи-Майдла, 7 — Ваймыйза, 8 — Паэкюла, 9 — Румба, 10 — Валгу, 11 — Лихувески, 12 — Кынну, 13 — Тамси, 14 — Арду, 15 — Эйамаа, 16 — Кабала, 17 — Сулуствере, 18 — Курси, 19 — Кахала II, 20 — Вао, 21 — Камарику. В числителе порядковый номер, в знаменателе — мощность вохилайдской пачки.

Скважины Виртсу, Кынну, Кабала и Курси являются наиболее южными, в которых пачка еще установлена.

Мощность пачки колеблется от 0 до 3,7 м. Наименьшие мощности пачки распространены в северо-западной части Эстонии (скв. Орьяку, Пуску, Колувере, Паливере, Ристи-Майдла, Ваймыйза, Паэкюла) и в юго-восточной части (скв. Кабала, Курси).

Первичный состав и структура пород довольно часто изменены в результате доломитизации (скв. Азукюла, Мартна, Паливере, Ваймыйза, Ристи-Майдла, Кирикукюла, Виртсу, Кынну, Валгу, Кахала II, Камарику и др.). В зависимости от интенсивности доломитизации известняк доломитистый, доломитовый или полностью переобразован в доломит. В последнем случае структура полностью вторичная — от тонко- до крупнокристаллической. Но обычно более или менее сохранена и первичная структура пород.

Первичная структура часто изменена и под влиянием перекристаллизации детрита и первичного цемента кальцитового состава. Структуры перекристаллизации преимущественно тонко- и мелкокристаллические.

Характеристика первичного состава и структуры пород пачки дана на основе разрезов (скв. Лихувески, Эймаа, Кабала, Сулуствере, Курси и др.), которые изучены нами более детально.

Полученные данные свидетельствуют о том, что вохилайдская пачка была первоначально представлена органогенно-обломочными и обломочными известняками.

Органогенно-обломочные известняки образованы за счет фрагментов скелетов иглокожих, мшанок, брахиопод и др. и обломков известняков, причем преобладает окатанный скелетный детрит. По размерам фрагментов детрит подразделяется на мелкий и крупный (диаметр фрагментов соответственно ниже или выше 1 мм). Оба вида детрита присутствуют вместе, но количество одного или другого варьируется.

Количество детрита в составе пород разное. В органогенно-обломочных известняках его больше по сравнению с обломочными известняками. В некоторых слоях детрит преобладает, но обычно его количество колеблется от 15 до 40%. Фрагменты скелетов различно окатаны.

Кроме детрита в органогенно-обломочных известняках присутствует и известняковый обломочный материал с диаметром зерен 0,7—0,1 мм. Местами (скв. Сулуствере и Курси) встречаются и сгустки диаметров ниже 0,1 мм.

В зависимости от размеров зерен отдельных компонентов и от относительного количества разных компонентов, структуры органогенно-обломочных известняков довольно разнообразны: мелкодетритовая, крупнодетритовая, мелко- и крупнодетритовая (табл. I, фиг. 1), псаммитово-детритовая (табл. I, фиг. 2), сгустково-псаммитово-детритовая.

Самыми распространенными являются детритовые структуры. Органогенно-обломочные известняки с псаммитово-детритовой структурой распространены в основном на полосе выхода, но местами установлены и в скважинах (Паливере, Пазкюла, Лихувески, Камарику, Сулуствере, Курси).

Обломочные известняки встречаются прослоями (скв. Виртсу, Кирикукюла, Лихувески, Камарику, Кабала, Сулуствере и др.). Зернистый материал в составе их представляет собой окатанные обломки известняка. Детрит играет второстепенную роль. Размеры обломочных зерен преимущественно ниже 1 мм, но местами на полосе выхода (каменоломня Рэа-Якоби) и в некоторых скважинах (Лихувески, Кабала) в составе породы имеются обломки величиной до 2 см.

Структуры обломочных известняков детритово-псаммитовые, детритово-псефитово-псаммитовые (табл. I, фиг. 3), мелкодетритово-сгустковые.

Оолиты. Кроме карбонатного обломочного материала в органогенно-обломочных и обломочных известняках в некоторых разрезах (скв. Виртсу, Пазкюла, Эймаа, Кабала) установлены

и известковые оолиты. По данным А. Яласт⁶ относительно много (до 45% от состава породы) присутствует их в разрезе скважины Виртсу в нижней части пачки в комплексе мощностью 20 см. В разрезах скважин Пазкюла и Эймаа известковые оолиты, наоборот, встречаются в незначительном количестве в верхней части пачки. В вохилайдской пачке в разрезе скважин Кабала известковых оолитов выше 10%.

Ядром оолитов является обычно фрагмент скелета иглокожих. Слойки в оолитах нечетко выражены. Кристаллы кальцита в слойках расположены радиально. Размеры оолитов колеблются от 0,2 до 1,5 мм. Более характерными являются оолиты величиной 0,4—0,8 мм.

Содержание нерастворимого остатка в породах вохилайдской пачки незначительно (ниже 10% или 5% от веса всей породы)). Последний представлен преимущественно кварцем алевритовой размерности. Пелитовый материал, очевидно, вымыт во время накопления осадков. Глинистая примесь встречается только в виде тонких пленок (местами битуминозных).

Вохилайдская пачка содержит довольно много остатков кораллов, мшанок, брахиопод, остракод, трилобитов и др. Детальный обзор о видовом составе фауны пачки дан в работе А. Рыымусокса.⁷

Сиугеская пачка распространена на относительно узкой полосе в зоне выхода горизонта и несколько южнее от последнего (рис. 3). Нижняя граница не всегда резко выражена (см. стр. 41). Верхняя граница с тыревереской пачкой, наоборот, всегда литологически ясна. Мощность пачки колеблется и достигает 2,6 м.

Характерным признаком сиугеской пачки А. Рыымусокс считает более повышенную битуминозность (определена только макроскопически) по сравнению с другими пачками поркуниского горизонта. Темно-коричневые сильнобитуминозные слои глинистого известняка или известкового мергеля распространены в средней и верхней частях пачки на полосе выхода. Мощность отдельных комплексов 15—25 см (каменоломни Сели-Руссалу, Хяркюла, Сиуге). В скважинах породы имеют более низкую битуминозность, и мощность битуминозных комплексов несколько меньше. При литологической характеристике пород использованы данные А. Рыымусокса (макролитологическое описание) и материалы, собранные разными исследователями из каменоломни Роозна-Соонурме, Сиуге, Хяркюла и Поркунни. Образцы для более

⁶ A. Jalast. Harju seeria litostratigraafiaist Palivere ja Virtsu puursüdamikus (О литостратиграфии харьюской серии в разрезах скважин Паливере и Виртсу. Рукопись на эстонском языке). Дипломная работа. Кафедра геологии ТГУ, 1969.

⁷ См. сноску на стр. 33.

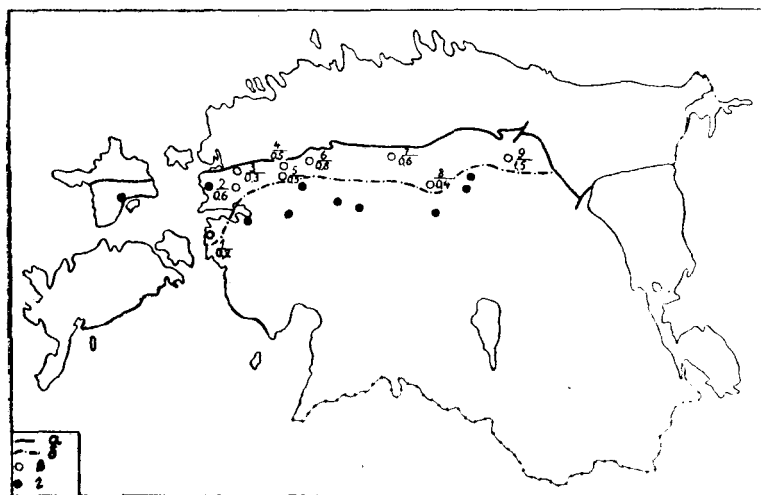


Рис. 3. Схема распространения и мощности сиугской пачки поркуни-ского горизонта: а — северная граница выхода горизонта; б — южная граница распространения пачки; в — скважина, в которой установлена сиугская пачка; г — скважина, в которой пачка отсутствует. Буровые скважины: 1 — Виртсу, 2 — Мартна, 3 — Паливере, 4 — Ристи-Майдла, 5 — Колувере, 6 — Ваймыйза, 7 — Тамси, 8 — Вяэ-тса, 9 — Камарику. В числителе порядковый номер, в знаменателе — мощность сиугской пачки.

детального исследования из каменоломни Поркуни взяты автором послойно.⁸

Сильнобитуминозными являются сильноглинистые известняки или известковые мергели. По окраске они темно-коричневые или черновато-коричневые. Если битуминозность выражена слабо, породы по цвету бежевато-серые и коричневато-серые. Сильнобитуминозные комплексы имеют горизонтальную микрослоистую текстуру. Породы, меньше содержащие глинистого материала, охарактеризованы среднеслоистой или полукомковатой и комковатой текстурой.

Известняки рассматриваемой пачки имеют обычно микро- и тонкокристаллическую, детритовую структуру (табл. II, фиг. 1, 2). Количество детрита колеблется, но обыкновенно не превышает 25%. Детрит сложен из фрагментов иглокожих, мшанок, остракод, трилобитов, водорослей и др., причем его состав варьируется. Известняки на полосе выхода содержат по составу более разнообразный детрит. Исследование шлифов показало, что в породе присутствуют довольно часто целые раковины остракод.

⁸ Ogasprõld, A. Porkuni ja Rõa-Jakobi murru profiilide litoloogiline iseloomustus (Литоологическая характеристика разрезов каменоломни Поркуни и Рэа-Якоби. Рукопись на эстонском языке). Кафедра геологии ТГУ, 1968.

Микро- и тонкокристаллическая структура известняков местами уничтожена в связи с перекристаллизацией и замещена тонко- и мелкокристаллической вторичной структурой. Кроме перекристаллизации, породы сиугеской пачки изменены также под влиянием различной по интенсивности доломитизации.

Породы сиугеской пачки содержат обычно в незначительном количестве (ниже 10%) нерастворимый остаток. Только в прослоях с повышенной битуминозностью содержание глинистого материала достигает выше 25%. Среди пелитового материала встречаются и мелкоалевритовые частицы кварца. Видовой состав фауны сиугеской пачки также разнообразен. Из каменоломен собраны разные остатки брахиопод, трилобитов, мшанок, кораллов, гастропод, остракод и др. Наиболее распространенной группой фауны в пачке являются остракоды (по А. Рыымусоксу⁹. В пачке установлены и некоторые биогермы (каменоломня Поркуни).

Тыревереская пачка подстилается сиугеской или вохилайдской пачками и покрывается камарикусской пачкой или юурусским горизонтом. Мощность пачки достигает 4,8 м. По нашим наблюдениям, мощность пачки увеличена в тех местах, где пачка представлена биогермными известняками (скв. Орьяку, Паэкюла, Рапла, Кахала II и др.). Пачка распространена в зоне выхода, а также южнее от нее (рис. 4).

Пачка сложена в основном массивными биогермными известняками и тонко- и среднеслоистыми известняками.

Характеристика биогермных известняков на полосе выхода их дана Ю. Сирком¹⁰. В окрестности Тыревере-Койги им найдены несколько биогермов, мощность которых достигает 2 м или больше. По данным Ю. Сирка, массивный биогермный известняк содержит местами линзы и прослой песчанистого известняка. Рассматриваемый известняк образован преимущественно кораллами, мшанками и водорослями.

Биогермные известняки установлены и в других каменоломнях (Куйметса, Поркуни, Виру-Якоби и др.). Они в парагенезе со слоистыми светло-серыми или розовато-коричневато-серыми скрыто- и микрокристаллическими известняками (табл. III, фиг. 1), содержащими в разных количествах остатки фауны, особенно кораллиты *Rhabdotetradium*. В окрестности Тыревере-Койги эти породы содержат зерна кварца песчаной или алевритовой размерности. Слоистые известняки по сравнению с массивными биогермными известняками распространены более широко

⁹ См. сноску на стр. 33.

¹⁰ Sirk, U. Porkuni lademe geoloogias (О геологии поркуниского горизонта. Рукопись, на эстонском языке). Дипломная работа. Кафедра геологии ТГУ, 1958.

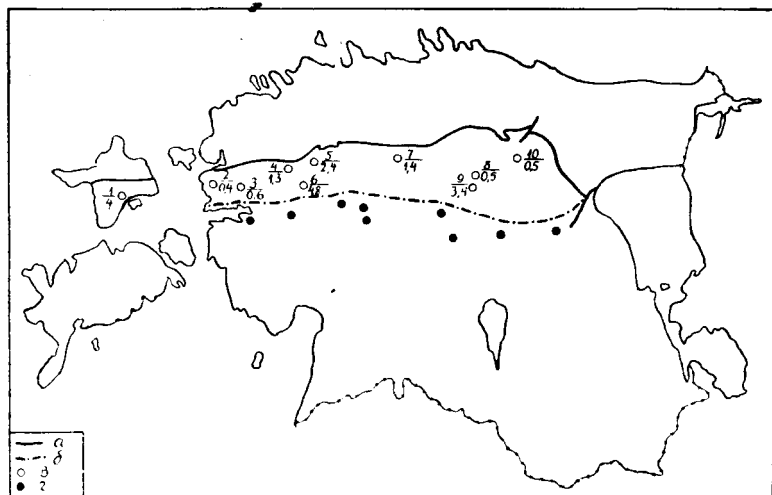


Рис. 4. Схема распространения и мощности тыревереской пачки поркунинского горизонта: а — северная граница выхода горизонта; б — южная граница распространения пачки; в — скважина, в которой установлена тыревереская пачка; г — скважина, в которой пачка отсутствует. Буровые скважины: 1 — Орьяку, 2 — Азукюла, 3 — Мартна, 4 — Ристи-Майдла, 5 — Ваймыйза, 6 — Паэкюла, 7 — Тамси, 8 — Вао, 9 — Кахала II, 10 — Камарику. В числителе порядковый номер, в знаменателе — мощность тыревереской пачки.

(каменоломни Сели-Метскюла, Сели-Руссалу, Хяркюла, Куйметса, Виру-Якоби и др.).

Биогермные известняки распространены и южнее от выхода (скв. Орьяку, Паэкюла, Ристи-Майдла, Ваймыйза, Кахала II, Пандивере). Например, в разрезе скважины Орьяку, тыревереская пачка представлена в основном светло-серым с розоватым оттенком скрыто-кристаллическим или разнокристаллическим биогермным известняком с раковистым изломом (табл. III, фиг. 2). В нижней части пачки вместе с остатками мшанок встречаются и остатки водорослей (*Girvanella*), в верхней части преобладает скелетный детрит мшанок и иглокожих.

Биогермному известняку характерны и тонкие жилки и гнезда кальцита, стилолитовые поверхности и связанные с последними зеленовато-серые пленки мергеля.

В разрезах скважин Азукюла, Мартна, Ваймыйза, Рапла, Пуйату, Камарику, Пандивере и др. тыревереская пачка целиком или отчасти представлена слоистыми скрыто-микрористаллическими известняками.

В пачке встречается довольно много остатков разных организ-

мов, но количество скелетного детрита (мелкого детрита) в известняках небольшое.

Содержание нерастворимого остатка в известняках рассматриваемой пачки незначительно (часто ниже 5%). Последний составлен преимущественно пелитовым глинистым материалом. На основе анализа установлено и наличие частиц кварца алевритовой размерности. Примесь обломочных зерен кварца песчаной фракции встречается очевидно только местами (окрестность Тыревере-Койги, скв. Рапла, Вяэтса, Пандивере).

Породы тыревереской пачки также местами более или менее доломитизированы. Например, в разрезах скважин Ристи-Майдла, Кахала II, Пуйату и др., пачка сложена разнокристаллическими доломитами. Слабее известняки доломитизированы в разрезах скважин Ваймыйза, Камарику, Пандивере и др.

Первичная структура известняков в известной мере изменена и в ходе перекристаллизации.

Характерной чертой фауны пачки, по А. Рыымусоксу,¹¹ является обилие строматопороидей и кораллов, в частности ругоз.

Ка м а р и к у с к а я п а ч к а. Впервые песчаники в поркуниском горизонте были установлены Э. Розенштейн в скважине Камарику (Rosenstein, 1943). Слои с высоким содержанием кварца были обнаружены позже и в других буровых разрезах.

По предложению Ю. Сирка¹² эти слои выделены в качестве пачки песчаников, которую А. Рыымусокс назвал камарикуской пачкой и охарактеризовал следующим образом: К камарикуской пачке относятся немые кварцевые песчаники, светло-серые до белых, иногда с зеленоватым коричневатым оттенком, мелкозернистые, тонкослоистые. В некоторых скважинах (Камарику, Кахала) пачка представлена песчаником с доломитизированным цементом и мелкими кавернами.

Так как породы камарикуской пачки изучены преимущественно макролитологически, вещественный состав пород действительно остался неопределенным.

Автор настоящей статьи и Х. Вийдинг поставили перед собой задачу отчасти восполнить этот пробел изучением гранулометрического и минералогического состава нерастворимого остатка карбонатных пород и песчаников камарикуской пачки. Результаты этих исследований (Вийдинг и Ораспыльд, 1972) показали, что для камарикуской пачки более характерными породами являются не песчаники, как обычно предполагалось, а карбонатные породы с варьирующим содержанием песка и алеврита. Песчаники встречаются только в восточной части распространения пачки. В ходе исследований уточнено также распространение камарику-

¹¹ См. сноску на стр. 33.

¹² См. сноску на стр. 46.

ской пачки (по сравнению с тем, что изложено в работе А. Рымусокса).¹³

Камарикуская пачка залегает на тырвереской, сиугеской и вохилайдской пачках. Граница между пачками обычно литологически четкая. В разрезах скважин Кынну и Йыгева нижняя граница представлена поверхностью перерыва. Если породы доломитизированы, граница между пачками выражена менее ясно.

Верхняя граница пачки всегда литологически резкая. В разрезах скважин Виртсу, Кирикукюла, Румба и Кынну на верхней границе пачки имеется поверхность перерыва.

В разрезах скважин, изученных автором, мощность пачки следующая:

Камарику	— 1,13 м (18,17— 20,30 м)
Вао	— 1,85 м (44,90— 46,75 м)
Кахала II	— 2,10 м (57,80— 59,90 м)
Эйамаа	— 1,00 м (74,40— 75,40 м)
Лихувески	— 1,61 м (93,09— 94,70 м)
Румба	— 1,88 м (104,62—106,50 м)
Кирикукюла	— 0,90 м (110,60—111,50 м).

Кроме названных разрезов камарикуская пачка установлена еще в следующих разрезах скважин (отчет комплексной геолого-гидрогеологической съемки¹⁴ и дипломная работа А. Яласт¹⁵):

Паливере	— 0,55 м (16,35— 16,90 м)
Паякюла	— 0,20 м (63,65— 63,85 м)
Валгу	— 3,32 м (84,68— 88,00 м)
Кынну	— 0,85 м (143,25—146,60 м)
Виртсу	— 0,55 м (128,15—128,70 м).

По имеющимся данным мощность пачки постепенно уменьшается в западном направлении (см. рис. 5 и рис. 6).

Содержание нерастворимого остатка в карбонатных породах пачки колеблется от нескольких процентов до 48,9%. Низкое содержание нерастворимого остатка (ниже 10%) наблюдается только местами в разрезах скважин Камарику, Кахала II, Румба и Кирикукюла.

В западной части Эстонии по сравнению с восточной, карбонатные породы камарикусской пачки содержат терригенного материала меньше и он также распределен вертикально неравномерно, кроме разрезов скважин Виртсу и Паливере.¹⁶

Как уже отмечено, подавляющая часть нерастворимого остатка представлена песчаной или алевритовой фракцией. Пелитовый материал сконцентрирован в тонкие волнистые пленки мергеля,

¹³ См. сноску на стр. 33.

¹⁴ Стумбур Х. А., Йыги С. О. и др. Отчет о комплексной геологогидрогеологической съемке. Рукопись. ЭГФ, 1967.

¹⁵ См. сноску на стр. 44.

¹⁶ См. сноску на стр. 44.

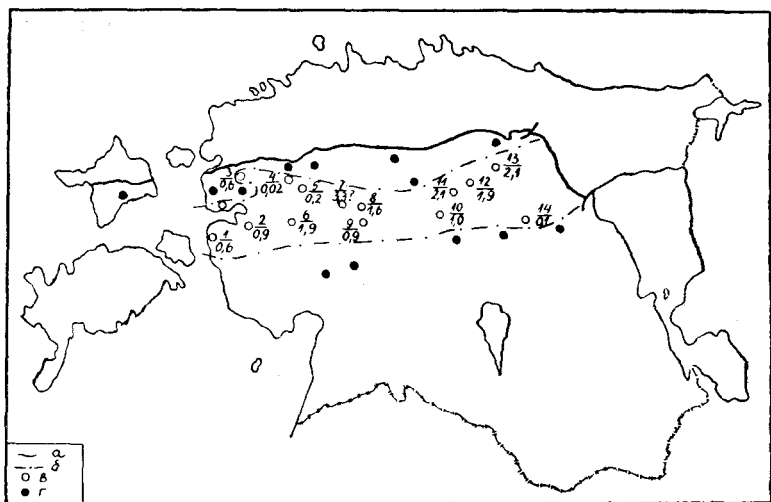


Рис. 5. Схема распространения и мощности камарикуской пачки поркуниского горизонта: а — северная граница выхода горизонта; б — граница распространения пачки; в — скважина, в которой пачка установлена; г — скважина, в которой пачка отсутствует. Буровые скважины: 1 — Виртсу, 2 — Кирикукюла, 3 — Паливере, 4 — Колувере, 5 — Пазкюла, 6 — Румба, 7 — Валгу, 8 — Лихувески, 9 — Эйамаа, 11 — Кахала II, 12 — Вао, 13 — Камарикку, 14 — Йыгева. В числителе порядковый номер, в знаменателе — мощность камарикуской пачки.

встречающиеся во всех типах пород, но разной частоты встречаемости.

В зависимости от содержания песка (преимущественно мелкозернистого) и алеврита, в карбонатных породах пачки выделяются разные типы: песчаный известняк (доломит), алевритистый песчаный известняк (доломит), песчаный известняк (доломит), песчаный алевритовый известняк (доломит) и т. д. (см. и рис. 6).

Структура карбонатной части пород часто зависит от степени доломитизации и перекристаллизации. Доломиты имеют вторичную тонко- и среднекристаллическую структуру. Мелкие каверны в них свидетельствуют, очевидно, о выщелачивании детрита. В случае относительно слабой перекристаллизации и доломитизации, известняки имеют первичную структуру (скв. Вао, Лихувески, Эйамаа). Если известняки содержат песчаных зерен выше 10%, то карбонатная часть породы также обломочная и имеет псаммитовую структуру (диаметр обломочных зерен 0,1—0,2 мм). Алевритовый (табл. II, фиг. 3) и алевритистый известняк (скв. Вао) имеет скрыто- и микрокристаллическую, и в случае пере-

ВИРТСУ КИРИКУЮЛА РУМБА ЛИХУВЕСКИ КАХАЛА II ВАО КАМАРИКУ

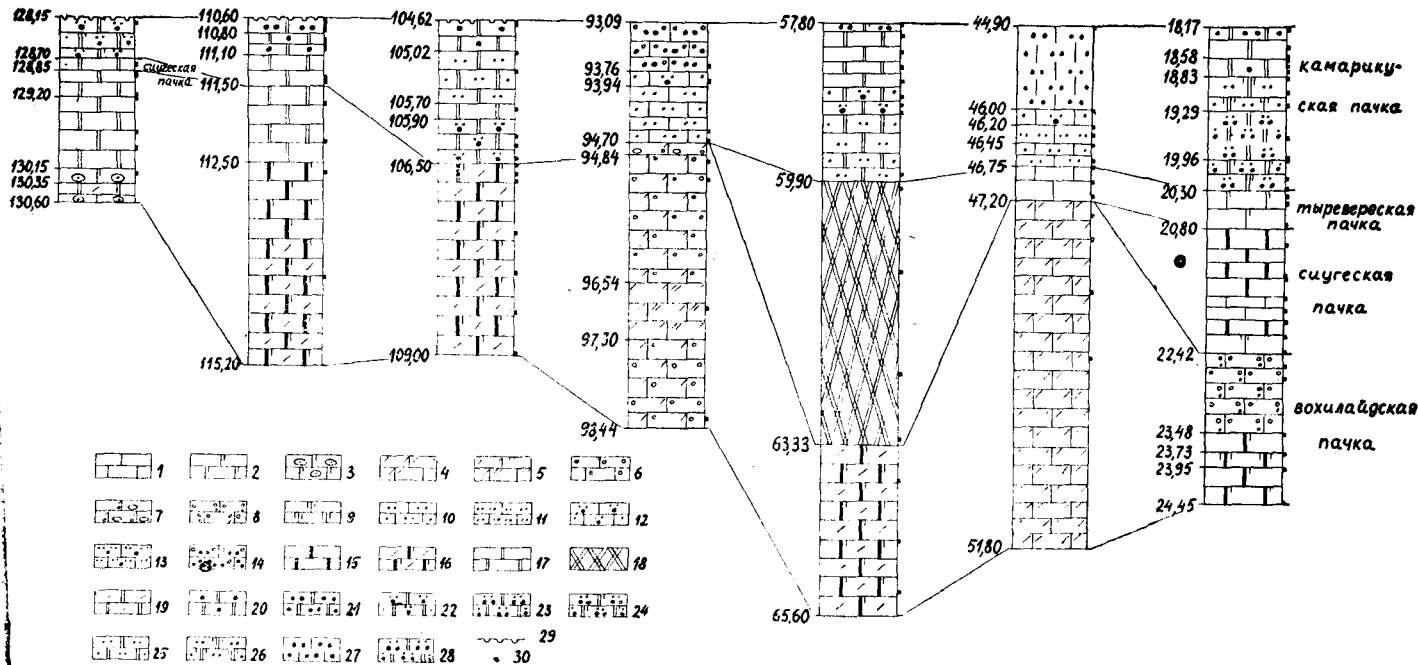


Рис. 6. Разрезы поркунского горизонта по линии Виртсу—Камарику. Условные обозначения: 1 — известняк, 2 — доломитистый известняк, 3 — то же с многочисленными известковыми оолитами, 4 — мелкодетритовый известняк, 5 — мелко- и крупнодетритовый органогенно-обломочный известняк, 6 — детритово-псаммитовый обломочный известняк, 7 — мелкодетритисто-песчано-псаммитовый обломочный известняк, 8 — ступково-псаммитовый обломочный известняк, 9 — доломитовый известняк, 10 — алевритистый известняк, 11 — алевритовый известняк, 12 — алевритисто-песчанистый известняк, 13 — песчанисто-алевритовый известняк, 14 — обломочный песчанистый известняк, 15 — известняк вторичной структуры, 16 — доломитовый известняк, в основном вторичной, пятнисто реликтовой мелкодетритовой структуры, 17 — доломит, 18 — биогермный доломит, 19 — доломит реликтовой мелкодетритовой структуры, 20 — песчанистый доломит, 21 — песчаный доломит, 22 — алевритисто-песчанистый доломит, 23 — алевритисто-песчанистый доломит, 24 — известковистый алевритисто-песчанистый доломит, 25 — алевритистый доломит, 26 — алевритистый доломитовый известняк, 27 — известковый песчаник, 28 — доломитовый алевритистый песчаник, 29 — поверхность перерыва, 30 — место взятия образца.

ГРУ ДОЛОМИТОВОГО

кристаллизации тонкокристаллическую структуру. Присутствуют также скрытокристаллические сгустки и их агрегаты.

Окатанный детрит имеет в составе известняков второстепенное значение. Он составлен скелетными фрагментами иглокожих, мшанок, брахиопод, водорослей (*Girvanella*) и др.

Песчаники (известковистые, известковые, доломитистые, доломитовые) распространены, как уже отмечено, в восточной части распространения пачки. Кроме песчаной фракции в составе песчаников присутствуют в варьирующем количестве также частицы алеврита. По величине зерен преобладают мелкозернистые песчаники. Среднезернистый песчаный материал имеет незначительное значение как в песчаниках, так и в карбонатных породах, но непосредственно под верхней границей пачки количество его несколько увеличено. Значение алеврита в разрезах скважин обычно сокращается снизу вверх (Вийдинг и Ораспыльд, 1972).

Южная Эстония

В поркуниском горизонте в Южной Эстонии нами выделены кулдигская и салдуская пачки и по исследованиям Р. Мянниля и слои эйл мюр, которые на данном этапе изучения охарактеризованы в основном литологически.

Кулдигская пачка. Нижняя граница этой пачки литологически переходная, верхняя, наоборот, резкая. Пачка установлена в следующих скважинах (см. и рис. 7):

Икла	— 9,1 м (530,5—539,6 м)
Абья	— 3,9 м (365,7—369,6 м)
Хольдре	— 8,4 м (433,1—441,5 м)
Карула	— 4,0 м (323,3—327,3 м)
Отпя	— 3,2 м (375,0—378,2 м)
Каагвере	— 6,6 м (191,3—197,9 м)
Лаэва	— 1,5 м (158,4—159,9 м)

Мощность пачки колеблется от 0 до 9,1 м.

Рассматриваемая пачка в Южной Эстонии представлена зеленовато-серыми, серыми и темно-серыми известковыми мергелями и глинистыми известняками, которые местами более или менее доломитизированы.

Структура пород преимущественно микро- и тонкокристаллическая, отчасти и шламовая (табл. IV, фиг. 1, 2). Детрит в составе пород нехарактерный, его содержание ниже 10% или 5%. Детрит сложен из скелетных фрагментов иглокожих, остракод, мшанок, брахиопод и др. Довольно часто и местами даже масса встречаются ходы илоедов (диаметр ходов 0,5—1,5 мм).

Кроме глинистого материала, имеющего для пачки большое значение, в составе пород отмечено и присутствие алевритовых

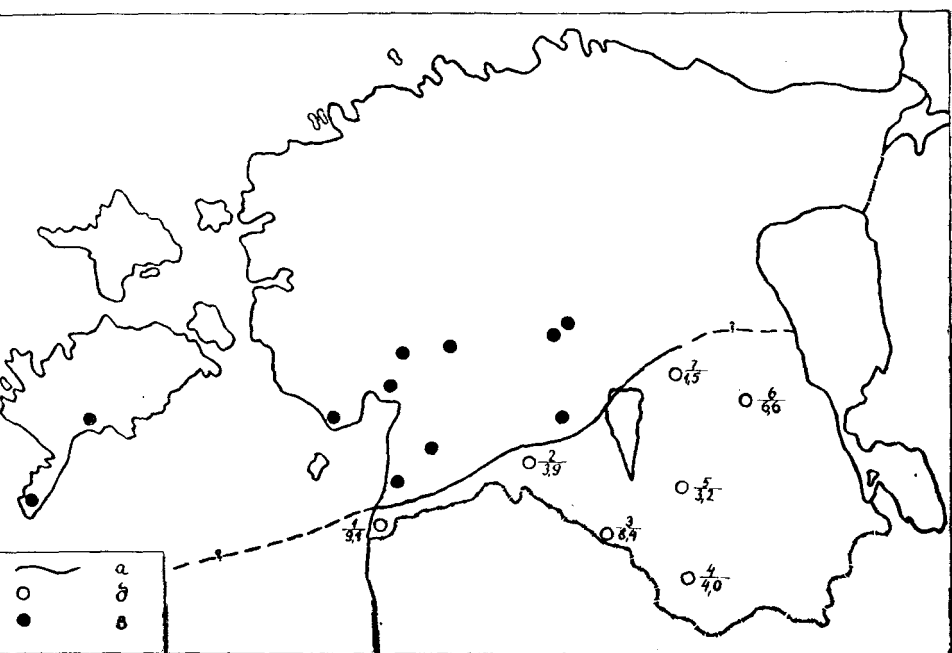


Рис. 7. Схема распространения и мощности кулдигской пачки поркуниского горизонта: а — северная граница распространения пачки, б — скважина, в которой пачка установлена, в — скважина, в которой пачка отсутствует. Буровые скважины: 1 — Икла, 2 — Абья, 3 — Хольдре, 4 — Карула, 5 — Отепя, 6 — Каагвере, 7 — Лаэва. В числителе порядковый номер, в знаменателе — мощность пачки.

частиц кварца, особенно в разрезе скважины Карула в интервале 320,0—323,3 м (количество алевритовых частиц по гранулометрическому анализу нерастворимого остатка 13,4% (от веса всей породы)).

В глинистых известняках и известковых мергелях в разрезе скважины Каагвере встречаются часто темно-серые пятна, обусловленные тонкодисперсным пиритом.

Текстура пород кулдигской пачки обычно слонстая или комковатая.

Салдусская пачка. Нижняя граница резкая (табл. IX, фиг. 3), так как породы пачки залегают трансгрессивно над кулдигской пачкой. Верхняя граница литологически менее четкая в связи с увеличением значения глинистого материала в верхней части рассматриваемой пачки.

В разрезах скважин Вильянди, Отепя и Каагвере верхняя граница пачки представлена поверхностью перерыва.

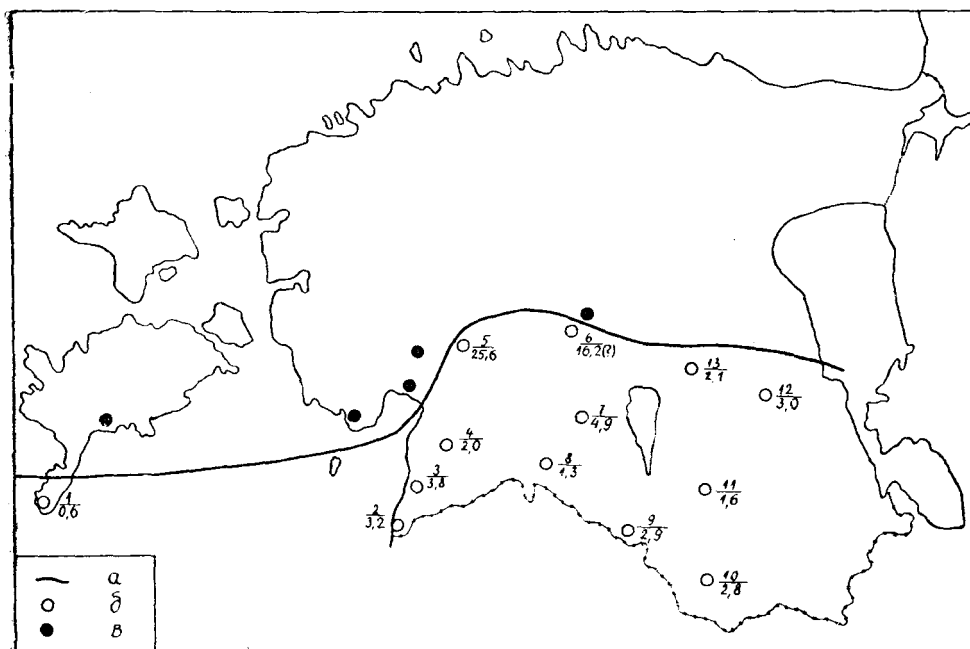


Рис. 8. Схема распространения и мощности салдусской пачки поркуниского горизонта: а — северная граница распространения пачки; б — скважина, в которой пачка установлена; в — скважина, в которой пачка отсутствует. Буровые скважины: 1 — Охесааре, 2 — Икла, 3 — Хяэдемеесте, 4 — Ристикюла, 5 — Тоотси, 6 — Выхма, 7 — Вильянди, 8 — Абья, 9 — Хольдре, 10 — Карула, 11 — Отепя, 12 — Каагвере, 13 — Лаэва. В числителе порядковый номер, в знаменателе — мощность пачки.

В Южной Эстонии пачка широко распространена (рис. 8) и литологически неоднородная. По нашим исследованиям можно выделить три типа разрезов. К первому типу относятся разрезы скважин Охесааре, Икла, Хяэдемеесте, Ристикюла, Тоотси, Вильянди и Отепя (рис. 9 и рис. 10), ко второму — разрезы скважин Каагвере и Лаэва (рис. 11) и к третьему — разрезы скважин Абья, Хольдре и Карула (рис. 12).

Мощность пачки в разрезах буровых скважин следующая (см. и рис. 8).

I тип разрезов:

Охесааре	—	0,6 м (448,7—449,3 м)
Икла	—	3,2 м (527,3—530,5 м)
Хяэдемеесте	—	3,8 м (425,2—429,0 м)
Ристикюла	—	2,0 м (370,6—372,6 м)
Тоотси	—	25,6 м (167,7—193,3 м)
Вильянди	—	4,9 м (276,3—281,2 м)
Отепя	—	1,6 м (373,4—375,0 м)

ОХЕСААРЕ

ИКАА

ХЯЭДЕМЕЭСТЕ РИСТИКЮЛА ВИЛЬЯНДИ

ОТЕПЯ

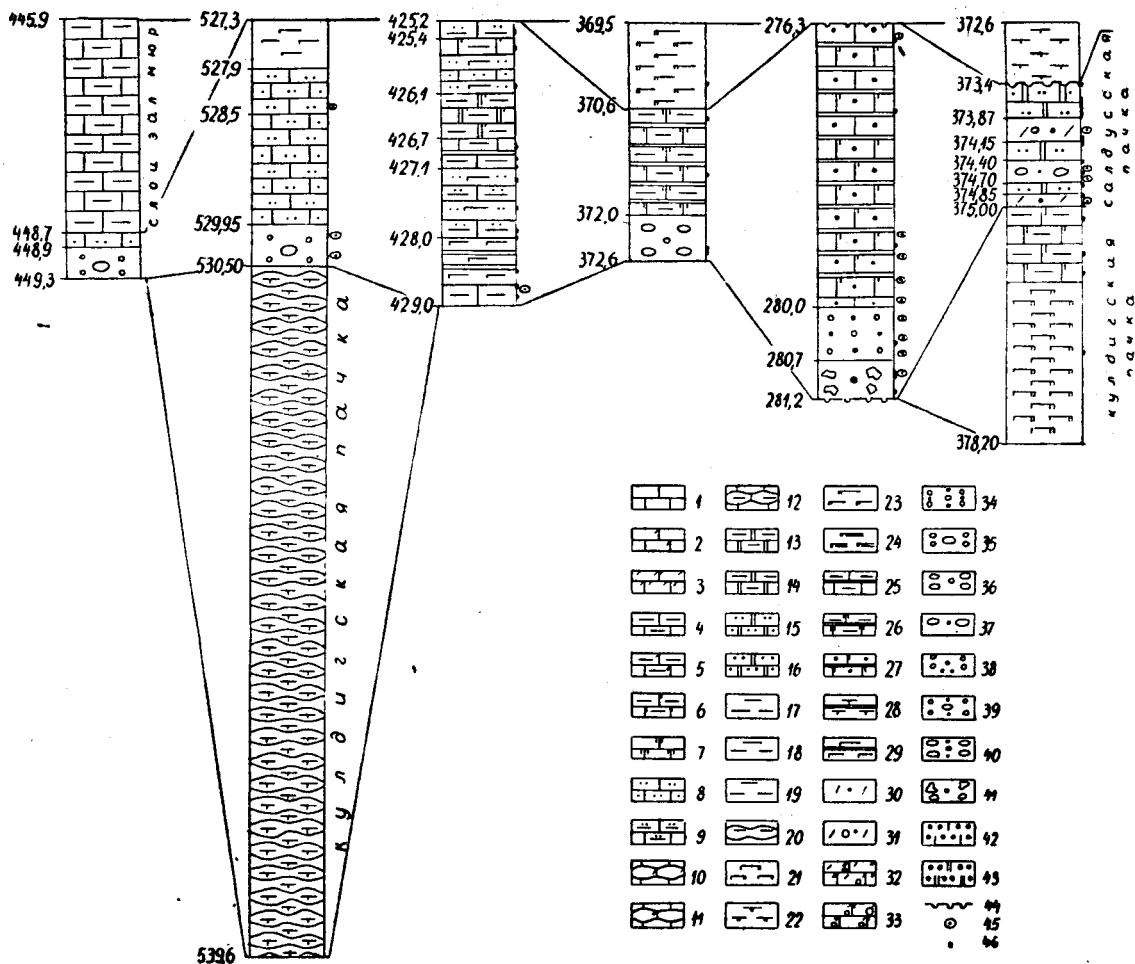


Рис. 9. Сопоставление разрезов поркуниского горизонта по линии Охесааре—Отепя (см. и рис. 1). Условные обозначения: 1 — известняк, 2 — мелкодетритистый известняк, 3 — мелкодетритный известняк, 4 — глинистый известняк, 5 — мелко- и крупнодетритистый глинистый известняк, 6 — доломитистый глинистый известняк, 7 — доломитовый известняк, 8 — алевролитистый известняк, 9 — алевроисто-глинистый известняк, 10 — мелкодетритовый известняк с полукомковатой текстурой, 11 — мелко- и крупнодетритистый известняк с той же текстурой, 12 — глинистый известняк с той же текстурой, 13 — глинистый доломит, 14 — глинистый известковистый доломит, 15 — алевролитистый доломит, 16 — песчаный доломит, 17 — мергель, 18 — известковый мергель, 19 — алевролитистый известковый мергель, 20 — комковатый мергель, 21 — доломитистый известковый мергель, 22 — домерит, 23 — доломитовый домерит, 24 — глинистый домерит, 25 — тонкослоистое чередование глинистого известняка и мергеля, 26 — тонкослоистое чередование глинистого доломитового известняка и мергеля (домерита), 27 — тонкослоистое чередование песчанистого доломитового известняка и мергеля, 28 — тонкослоистое чередование известкового мергеля и глинистого известняка, 29 — тонкослоистое чередование известкового мергеля и глинистого известняка, 30 — песчанистый мелкодетритовый органогенно-обломочный известняк, 31 — песчанистый псаммитово-мелкодетритовый органогенно-обломочный известняк, 32 — псаммитово-псефитово-детритный органогенно-обломочный известняк, 33 — доломитистый псаммитово-псефитовый мелко- и крупнодетритовый органогенно-обломочный известняк, 34 — песчанистый псаммитовый обломочный известняк, 35 — псефитово-псаммитовый обломочный известняк, 36 — псаммитово-псефитовый обломочный известняк, 37 — песчанистый псефитовый обломочный известняк, 38 — псаммитовый обломочный известняк с разным количеством обломочного кварца, 39 — песчанистый псефитово-псаммитовый обломочный известняк, 40 — песчанистый псаммитово-псефитовый обломочный известняк, 41 — песчанистый псефитовый брекчиевидный обломочный известняк, 42 — известковый песчаник, 43 — доломитовый песчаник, 44 — поверхность перерыва, 45 — известковый оолит, 46 — место взятия образца.

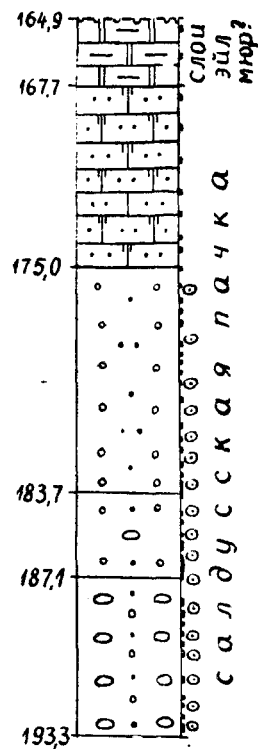


Рис. 10. Поркунский горизонт в разрезе скважины Тоотси (условные обозначения на рис. 9).

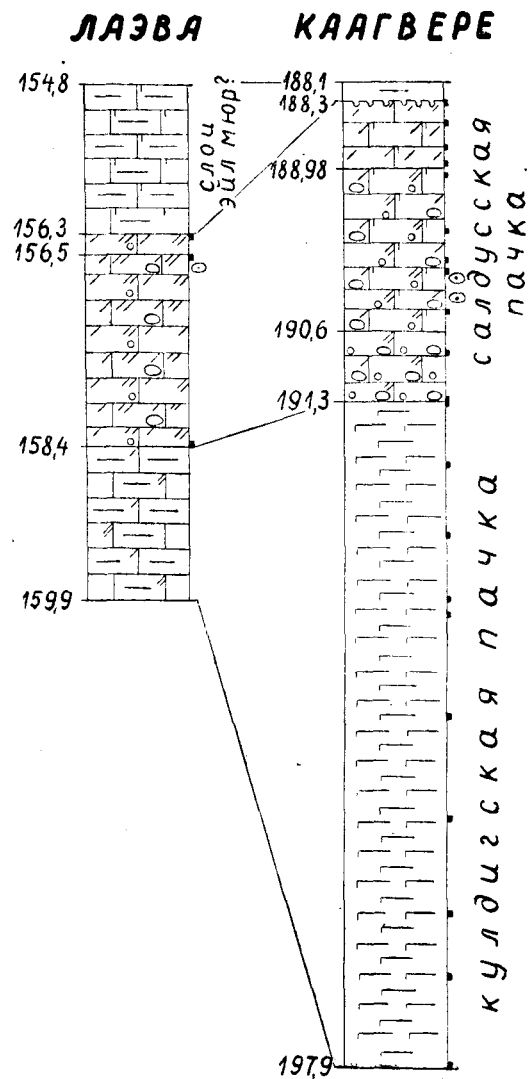


Рис. 11. Разрезы поркунского горизонта по линии Лаэва—Каагвере (условные обозначения на рис. 9).

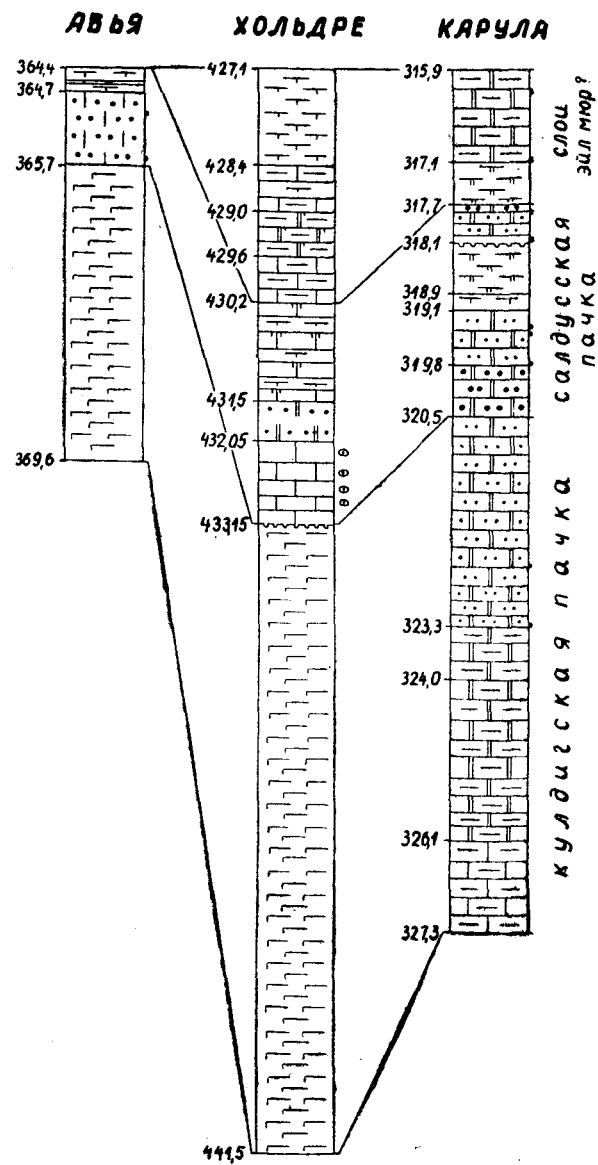


Рис. 12. Разрезы поркунского горизонта по линии Абя—Карула (условные обозначения на рис. 9).

II тип разрезов:

Каагвере	— 3,0 м (188,3—191,3 м)
Лаэва	— 2,1 м (156,3—158,4 м)

III тип разрезов:

Абья	— 1,3 м (364,4—365,7 м)
Хольдре	— 2,9 м (430,2—433,1 м)
Карула	— 2,8 м (317,7—320,5 м)

В разрезах первого типа (рис. 9 и рис. 10) нижняя часть пачки представлена обломочными известняками (за исключением скв. Хяэдемеэсте), на которых залегает, в свою очередь, комплекс пород, для которых характерно тонко- и микрослоистое переслаивание глинистого (алеврнитистого) известняка с мергелем (алеврнитистым мергелем). Поверхности напластования ровные или слегка волнистые, а местами (скв. Хяэдемеэсте) со своеобразными бугорками.

В разрезах второго типа (скв. Каагвере и Лаэва) вся пачка сложена органогенно-обломочными и обломочными известняками (рис. 11).

В разрезах третьего типа (скв. Абья, Карула) подошва пачки представлена известковым песчаником или песчаным доломитом (рис. 12), на котором залегает комплекс пород, аналогичный первому типу.

К третьему типу относится условно и разрез скважины Хольдре, так как по своему общему виду пород разрез похож на разрезы скважин Абья и Карула, но доломитовый песчаник не залегает непосредственно на нижней границе пачки, а на оолитовом известняке (Гайлите и др., 1967; Ульст, 1970).

В салдусской пачке нами выделены следующие основные типы пород: 1) обломочные известняки с варьирующим содержанием обломочного кварца, 2) органогенно-обломочные известняки с варьирующим содержанием обломочного кварца, 3) алеврнитистые, алеврнитисто-глинистые известняки и известковые (алеврнитистые) мергели с тонко- и микрослоистой текстурой и с ровными или слабо волнистыми поверхностями напластования, 4) алеврнитистый доломит с горизонтальной или косой слоистостью, 5) песчаный доломит, 6) известковый песчаник (доломитовый песчаник).

Обломочные известняки по структуре разнообразные. Псефитовая структура свойственна обломочным известнякам в разрезах скважин Отепя и Вильянди. В разрезе скважин Вильянди в интервале 280,7—281,7 м более крупный обломочный материал сложен обломками желтовато-серого скрытокристаллического известняка размером обломков в 1—5 см.

Обломки, по данным Э. Кирс¹⁷ слабо окатанные и обломочный известняк является брекчиевидным. В небольшом количестве присутствуют также фрагменты скелетов иглокожих и брахиопод. В разрезе Отепя в интервале 374,45—374,70 м карбонатный обломочный материал представлен окатанными обломками микрокристаллического, оолитового, детритового известняков и микрослоистого доломита. Величина обломков от 1 мм до 3 см.

Детрито-псаммитово-псефитовую структуру имеет известняк в разрезе скважины Каагвере в интервале 190,60—191,30 м. Рядом с обломками микрокристаллического известняка встречается и иглокожий скелетный детрит. Можно предполагать, что такая же структура свойственна и обломочному известняку в разрезе скважины Ристикюла в интервале 372,55—372,60 м.¹⁸

Псаммитово-псефитовая структура является характерным обломочным известняком в разрезе скважины Тоотси в интервале 187,1—193,3 м (табл. V, фиг. 1, 2; табл. VII, фиг. 2) и в разрезе скважины Ристикюла в интервале 372,00—372,55 м. Величина обломков преимущественно выше 1 мм. Размеры более крупных обломков достигают 6,5 см. Сравнительно часто присутствуют обломочные зерна величиной менее 1 мм. Более крупные обломки в разрезе скважины Тоотси встречаются в нижней части рассматриваемого интервала. Окатанность галек различная: наряду с хорошо окатанными присутствуют и слабоокатанные. Мелкообломочный материал довольно хорошо отсортирован. Скелетный детрит иглокожих, мшанок и др., имеет второстепенное значение.

Известняки с псефитово-псаммитовой структурой особенно распространены в разрезе скважины Тоотси в интервале 183,7—187,1 мм (табл. VI, фиг. 1, 2). Величина карбонатного обломочного материала преимущественно меньше 1 мм, но в этой мелкообломочной массе встречаются и обломки размером до 1,5 см. Породы рассматриваемой структуры распространены и в разрезе скважины Охесааре (интервал 448,9—449,3 м) очевидно также и в разрезе скважины Икла (интервал 529,95—530,50 м).

Псаммитовая структура, в разрезе скважины Тоотси, характерна для самой верхней части комплекса обломочных известняков (интервал 175,00—183,70 м) (табл. VII, фиг. 1; табл.

¹⁷ Kirs, E. Ulemordoviitsiumi litostratigraafia ja litoloogias Koksverening Viljandi puurprofiilide põhjal. (О литостратиграфии и литологии верхнего ордогика по разрезам скважин Коксвере и Вильянди. Рукопись на эстонском языке). Дипломная работа. Кафедра геологии ТГУ, 1967.

¹⁸ Вьярси А., Каяк К. и др. Отчет Южно-Эстонского отряда о комплексной геолого-гидрогеологической съемке юго-западной части Эстонии за 1968 годы. Рукопись. ЭГФ, 1969.

VIII, фиг. 1). В разрезе скважины Вильянди они присутствуют в интервале 280,00—280,70 м (также верхняя часть комплекса обломочных известняков). Обломочные зерна преимущественно величинной менее 0,5 мм, более крупные имеют размеры до 2 мм.

Органогенно-обломочные известняки по структуре значительно однородны. Детритовую структуру имеют названные известняки только в разрезах скважин Лаэва (интервал 156,30—156,50 м), Каагвере (интервал 188,30—188,98 м) и Отепя (интервал 374,85—374,95 м). Окатанный детрит сложен фрагментами скелетов иглокожих (табл. XI, фиг. 1; табл. XIII, фиг. 1).

Псаммитово-псефитово-детритовая структура является более распространенной (вертикально). Породы с такой структурой установлены в разрезах скважин Лаэва (интервал 156,50—158,40 м) и Каагвере (интервал 188,98—190,60 м) (табл. XIII, фиг. 2). Преобладает окатанный детрит скелетов иглокожих. Известняковый обломочный материал имеет величину до 4 см. Гальки сложены микро- и тонкокристаллическим известняком.

Органогенно-обломочный известняк в разрезе скважины Отепя в интервале 373,87—374,15 м охарактеризован псаммитово-мелкодетритовой структурой (табл. XIII, фиг. 3).

Цемент обломочных и органогенно-обломочных известняков охарактеризован структурой от тонко- до крупнокристаллической.

Оолиты. В составе обломочных и органогенно-обломочных известняков присутствуют также известковые оолиты в разных количествах (табл. IX, фиг. 2; табл. X, фиг. 1, 2, 2а). По имеющимся данным сравнительно часто они встречаются в разрезах скважин Тоотси и Вильянди, но установлены и в других разрезах. Количество оолитов в составе породы обычно не превышает 10—11%. Размеры оолитов колеблются от 0,3 до 3,0 мм. Самая обычная величина — 0,6—1 мм. В центре оолитов находятся фрагменты скелета иглокожих или зерна кварца. Кристаллы кальцита ориентированы в слоях оолита радиально. По данным литературы (Ульст, 1970), известковые оолиты часто встречаются также в известняке разреза скважины Хольдре (интервал 432,05—433,15 м).

Некарбонатная примесь в обломочных и органогенно-обломочных известняках представлена преимущественно в виде зерен кварца песчаной фракции, количество которой изменяется в разных разрезах и в пределах одного разреза. На данном этапе изучения отсутствуют точные данные о содержании кварца в породах разрезов скважин Охесааре, Икла и Ристикюла. Зато разрезы скважин Тоотси, Каагвере, Отепя нами изучены сравнительно детально.

Содержание нерастворимого остатка в разрезе скважины Тоотси в интервале 175,00—193,3 м варьирует от 6,7 до 42,6%, причем преобладает песчаная фракция.

Гранулометрический анализ показал, что самая обычная величина зерен 0,25—0,1 мм, но в некоторых образцах она даже 0,5—0,25 мм. Количество нерастворимого остатка песчаной фракции обыкновенно не превышает 25%. Только в разрезе скважины Тоотси, в верхней половине комплекса обломочных известняков (интервал 175,0—183,7 м), содержание нерастворимого остатка увеличено (36,8%). В интервале 175,0—181,5 м преобладают зерна величиной в 0,25—0,1 мм, а в интервале 181,7—183,0 м — 0,5—0,25 мм. В обломочных известняках в разрезе скважин Отеля размеры зерен достигают в основном 0,5—0,25 мм.

Нерастворимого остатка с величиной зерна менее 0,1 мм в составе обломочных известняков немного. Он сконцентрирован преимущественно в виде тонких прослоек или пленок.

В органогенно-обломочных известняках разрезов скважины Лаэва и Каагвере содержание нерастворимого остатка небольшое (8,2%) и величина зерна колеблется от 0,1 до 0,4 мм.

Алевритистые, алевритисто-глинистые известняки и известковые мергели (местами алевритистые) с тонко- и микрослоистой текстурой и ровными поверхностями напластования генетически тесно связаны между собой и широко распространены в верхней половине салдусской пачки Южной Эстонии. В типичном виде они установлены в разрезе скважины Хяэдемеэсте. Мы изучали этот разрез более подробно. В нижней части разреза (интервал 429,00—428,00 м) доминирует известковый мергель, чередуясь с глинистым известняком. Характерной чертой является горизонтальная тонко- и микрослоистость.

Следующий комплекс (интервал 428,00—427,10 м) по общему облику пород похож на предыдущий комплекс, но отличается от него увеличенным содержанием (до 14,6%) алевритовых частиц. Мощность слоев 1—7 мм.

Комплекс в интервале 427,1—426,7 м по уменьшению количества алевритовых частиц, в свою очередь, похож на нижний комплекс. Слойки глинистого известняка (мощность 1—5 мм) чередуются с слоями известкового мергеля. Известковый мергель представлен отчасти в виде тонких горизонтальных пленок.

Породы, аналогичные вышеизложенным, встречаются также в верхней части рассматриваемого разреза (интервал 426,1—425,2 м).

Во всех комплексах поверхности напластования ровные, а местами со своеобразными бугорками (напоминают отчасти мелкие знаки ряби).

В разрезе скважины Вильянди (интервал 376,3—380,0 м)

встречается, по Э. Кирс¹⁹ песчанистый известняк, в котором в свою очередь на разных уровнях встречаются почти горизонтальные глинистые прослойки и пленки.

В разрезе скважины Тоотси в интервале 167,7—175,0 м (рис. 10) встречается в основном темно-серый тонкокристаллический алевритистый доломитовый известняк (табл. IX, фиг. 1). Текстура среднеслоистая, в верхней части комплекса местами и микрослоистая. Доломитистый алевритистый известковый мергель (табл. VIII, фиг. 2) присутствует в нижней части (на глубине 174,1 м) комплекса.

По имеющимся общим данным, верхняя часть салдусской пачки в разрезах скважин Охесааре, Икла, Ристикюла и Хольдре литологически сходна с разрезом скважины Хязедемеэсте.

Породы рассматриваемого типа местами более или менее доломитизированы.

Алевритистый доломит с горизонтальной или косой слоистой текстурой. Этот тип пород лучше известен нами в разрезе Отепя, где он чередуется с обломочными или органогенно-обломочными известняками (рис. 9), (табл. XI, фиг. 2). Алевритистые доломиты тонко- и мелкокристаллические, крепкие, темносерые (табл. XII, фиг. 2, 2а). Слоистость отчетливая (табл. XII, фиг. 1) и подчеркивается разным цветом слоев (более темные слои чередуются с более светлыми). Слоистость преимущественно горизонтальная или слабо наклонная, но местами (интервал 373,57—373,60 м) встречается типичная косая слоистость: горизонтальные или почти горизонтальные слои встречаются наряду с микросериями, в которых слои более или менее наклонные. Слои таких микросерий прямые или слабо вогнутые. Толщина слоев неодинаковая, но в общем — 0,5 мм. Толщина более светлых слоев обычно меньше толщины более темных слоев. В последних размеры кристаллов доломита достигают от 0,1 до 0,05 мм. В более светлых слоях преобладают размеры кристаллов ниже 0,05 мм.

Количество нерастворимого остатка в рассматриваемых доломитах среднее (11,0—21,8%). Зерна терригенного материала величиной более 0,1 мм в доломитах не имеют большого значения (до 1,6%). По шлифам они присутствуют в слоях, в которых кристаллы доломита имеют размер 0,1—0,05 мм. Зерна кварца окатанные или полуокатанные и их длинные оси совпадают с направлением слоистости. Более обычными для состава доломитов являются алевритовые частицы (9,8—15,7%), окатанность которых более низкая по сравнению с более крупными зернами. Пелитовые и мелкие алевритовые частицы преобладают в более тонких светлых слоях доломита.

¹⁹ См. сноску на стр. 56.

Довольно часто, но рассеянно, присутствуют тонкие зерна или агрегаты пирита.

На уровне 374,16 м на поверхности напластования встречаются следы газовых пузырьков (табл. XI, фиг. 3).

Аналогичные вышеописанным доломитам породы установлены в разрезе скважины Карула (интервал 317,8—318,1 м и 319,1—319,8 м). Только микрослоистость выражена менее отчетливо. Количество алевритовой фракции колеблется от 9,1 до 17,8%. Содержание глинистого материала незначительное (7,6%)

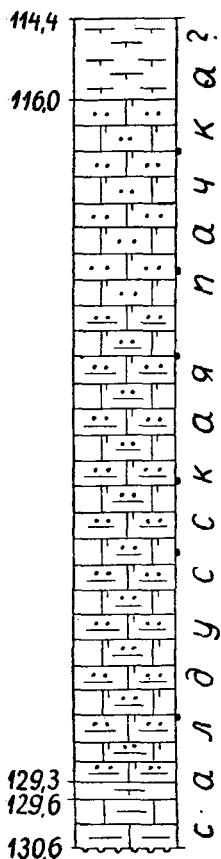


Рис. 13. Поркуни-ский горизонт в разрезе скважины Выхма (условные обозначения на рис. 9).

Песчаный доломит встречается, по имеющимся данным, в разрезе скважины Карула в интервалах 317,7—317,8 м и 319,8—320,5 м (рис. 12). Доломит вторичный, мелко- до средне-кристаллической структуры. Обломочная примесь в нижнем комплексе имеет величину зерна 0,25—0,1 мм, а в верхнем — 0,5—0,25 мм. Зерна кварца окатанные или полуокатанные.

Известковый песчаник (доломитовый песчаник) описан соответственно в разрезе скважины Абья (интервал 364,7—365,7 м)²⁰ и в разрезе скважины Хольдре (интервал 431,5—432,05 м). В обоих разрезах кварц мелкозернистый.

К салдусской пачке мы относим из литологических соображений и породы скв. Выхма (см. рис. 13 и стр. 40). В этом разрезе основная часть поркуниского горизонта (13,3 м) представлена алевритистым или алевритисто-глинистым микро- и тонкокристаллическим (доломитистым известняком с содержанием алевритовой фракции до 15,6%. В нижней части горизонта встречаются тонкослоистый глинистый мелкокристаллический известняк и мергель темно-серого или черновато-серого цвета. Кровля горизонта сложена из светло-серого мелкокристаллического мергеля.

Слой эйл мюр. Исследуя кислотоустойчивые микрофоссилии в разрезе скважины Охесааре, Р. Мяниль нашел из комплекса глинистых известняков в интервале 445,9

²⁰ Вьярси А., Каяк К. и др. Отчет Вильяндского отряда о комплексной геолого-гидрогеологической съемке центральной и южной части ЭССР за 1963—1967 годы. Рукопись. ЭГФ, 1968.

КИНГИСЕПП СЕЛИСТЕ ПЯРНУ

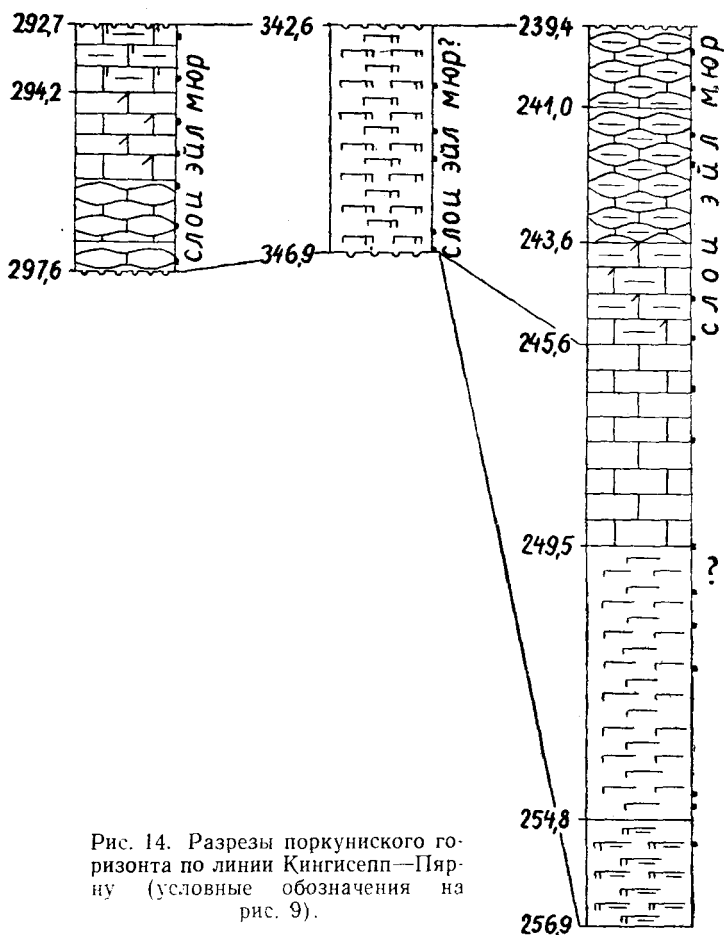


Рис. 14. Разрезы поркунского горизонта по линии Кингисепп—Пярну (условные обозначения на рис. 9).

—448,7 м *Conochitina tangourdeau*, по которой он эти слои отнес к поркунскому горизонту и назвал слоями эйл мюр (см. на стр. 39). Названный вид обнаружен Р. Мяннилем еще в разрезах скважин Кингисепп и Пярну.

По литологическому сходству пород можно предполагать, что слои эйл мюр распространены и в Южной Эстонии. Условно они выделены автором в нижеследующих скважинах:

Селисте	— 4,3 м (342,6—346,9 м)
Тоотси	— 2,8 м (164,9—167,7 м)
Ристикюла	— 1,1 м (369,5—370,6 м)
Хольдре	— 3,1 м (427,1—441,5 м)

Карула	— 1.8 м (315,9—317,7 м)
Отепя	— 0.8 м (372,6—373,4 м)
Каагвере	— 0.2 м (188,1—188,3 м)
Лаэва	— 1.5 м (154,8—156,3 м)

Данные слои лучше изучены нами по кернам буровых скважин Кингисепп и Пярну (рис. 14).

В названных разрезах встречаются серые и зеленовато-серые известняки или слабо глинистые известняки с тонкокристаллической мелкодетритистой структурой и среднеслонистой или полукомковатой текстурой. Толщина прослоек мергеля или сильно глинистого известняка в них достигает 1—2 см.

Детрит в составе пород распределен неравномерно. Содержание его в разрезе Пярну до 23%. Детрит составлен фрагментами скелетов иглокожих, брахиопод, мшанок, водорослей и др. Кроме детрита присутствуют и фрагменты шлама ниже 0,1 мм.

В разрезе скважины Кингисепп в интервале 292,7—294,2 м среди слабоглинистых известняков встречаются еще прослои зеленовато-серого мергеля мощностью от 8 до 20 см.

Слои эйл мюр в разрезе скважины Охесааре сложены серым сильноглинистым тонкокристаллическим известняком.

В других разрезах Южной Эстонии соответствующие слои были первоначально, по всей вероятности, представлены серыми и темно-серыми глинистыми известняками и известковыми мергелями, которые вследствие вторичной доломитизации превращены в доломиты (скв. Хольдре, Карула) или в доломитдомериты (скв. Ристикюла, Тоотси, Карула). Структура названных пород от микро- до тонкокристаллической, текстура — слоистая или массивная.

УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И РАЗВИТИЯ БАССЕЙНА

Исходя из корреляции пачек, распространенных на территории Эстонии (см. стр. 40), нами в поркуниское время выделено несколько фаз развития бассейна.

В первую фазу развития в пределах Эстонии существовало мелкое море в виде залива, северная часть которого была охарактеризована турбулентным или субтурбулентным гидродинамическим режимом. В юго-западной и средней частях Эстонии был вероятно какой-то барьер (рис. 15). Наличие барьера было, по-видимому, одной из причин развития эндемической фауны (Мяньиль, 1966) в Северной Эстонии.

На территории Южной Эстонии глубина моря была более значительная, и условия осадконакопления, очевидно, походили на условия, существовавшие в северной части Латвии.

Соответственно гидродинамическому режиму и глубине в различных частях бассейна, в течение рассматриваемой фазы образовались разные литофации (рис. 15). В пределах Северной Эстонии в течение первой фазы литологический облик отложений

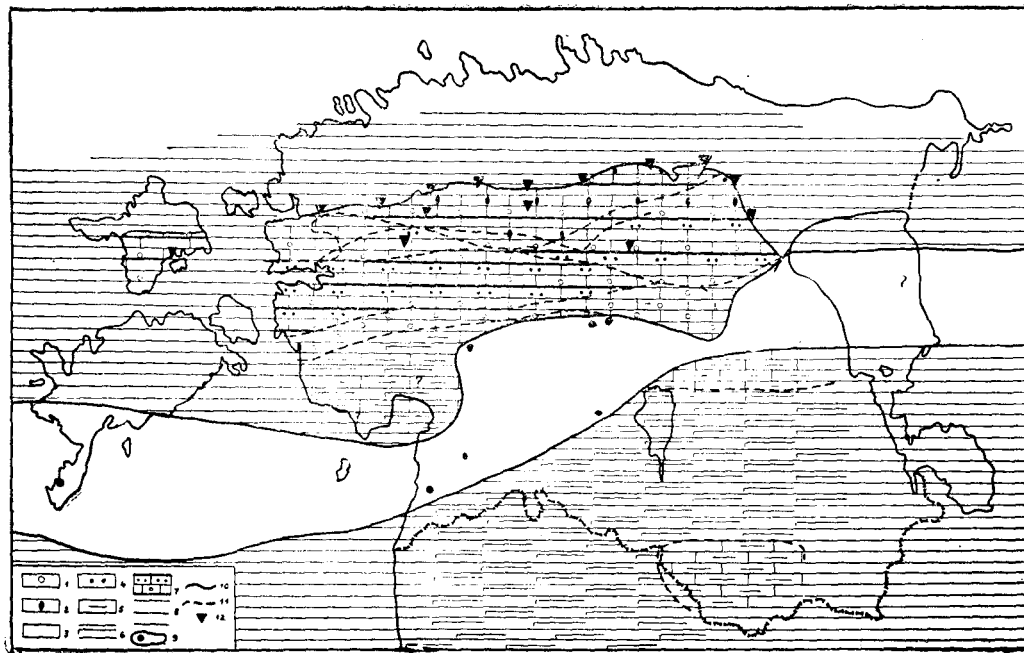


Рис. 15. Схема предполагаемого распространения литофаций в первую фазу поркуни-ского времени в Эстонии: 1 — органогенно-обломочные известняки, 2 — известняки с варьирующей битуминозностью, 3 — известняки, 4 — карбонатные породы с варьирующим содержанием кварца, 5 — глинистые известняки, 6 — известковые мергели, 7 — последовательность разных литофаций во времени, 8 — участки, на которых не сохранены или еще не установлены отложения рассматриваемой фазы, 9 — участок, на котором отложения очевидно не образовались, 10 — северная граница выхода горизонта, 11 — граница между разными литофациями, 12 — рифовые образования.

изменился в связи с постепенным обмелением этой части моря. В начале фазы происходило отложение на рассматриваемом участке окатанных фрагментов иглокожих, мшанок, брахиопод и др. и карбонатного обломочного материала в виде карбонатного песка и гравия. Сравнительно разнообразные структуры карбонатных отложений говорят в пользу изменчивости гидродинамического режима на разных участках Северной Эстонии. В окрестностях Виртсу, Эймаа и Кабала интенсивность движения воды временами способствовала образованию известковых оолитов. В наибольшем количестве они накопились в окрестности Виртсу.

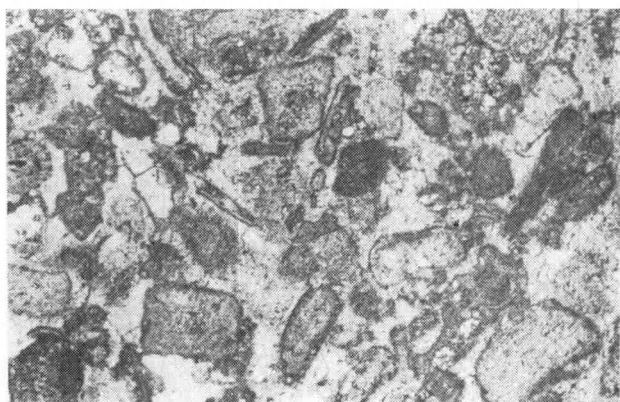
Некарбонатный терригенный материал приносился в Северную Эстонию в небольшом количестве и накопился в основном в виде алевритовых частиц.

Во время образования отложений вохилайдской пачки состав морского населения был довольно разнообразный (кораллы, мшанки, брахиоподы, остракоды и др.), свидетельствующий о благоприятных экологических условиях в этой части мелководья.

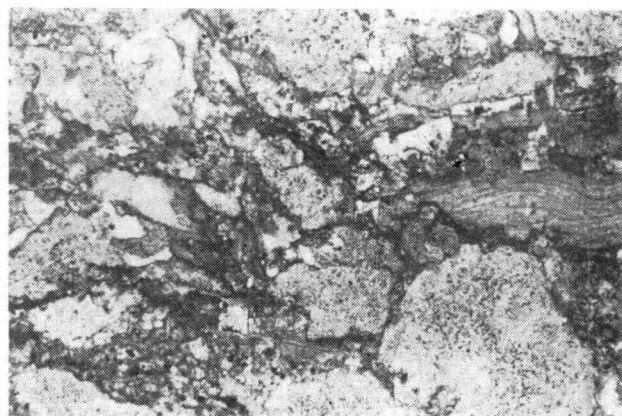
По данным Ю. Сирка²¹, на месте современного острова Вохилайд образовались также водорослевые биостромы. Возможно, что в то же время образовались местами и небольшие рифы.

Сиугеская пачка имеет относительно ограниченное распространение. Отложения ее образовались и накопились в более спокойных мелководных условиях, зависимо, очевидно, от характера рельефа дна. Такие условия способствовали накоплению органического вещества и его сохранению в донных осадках. По данным Ю. Сирка, в слоях с более высокой битуминозностью преобладает комплекс фауны трилобитов и остракод. Оказывается, что в ходе интенсивного накопления органики газовый режим становился неблагоприятным для жизни донных организмов. Но следует отметить, что в общем во время образования отложений сиугеской пачки морское население было разнообразное (кораллы, трилобиты, брахиоподы, остракоды, водоросли и др.), свидетельствующие о постоянстве благоприятных условий существования. Местами (окрестность Поркуни) образовались и рифовые постройки. Более интенсивное образование последних происходило во время формирования отложений тыревереской пачки. По Ю. Сирку, основными рифостроящими организмами были кораллы и водоросли. Очень распространена табулята *Rhabdotetradium*. Рифы встречаются преимущественно в полосе выхода, но образовались и несколько южнее последнего. Диаметр рифов достигал от нескольких метров до нескольких десятков метров. Обширные участки между рифами были также населены разнообразными организмами, особенно *Rhabdotetradium*. Видовой состав по сравнению с вохилайдской и сиугеской пачками (соот-

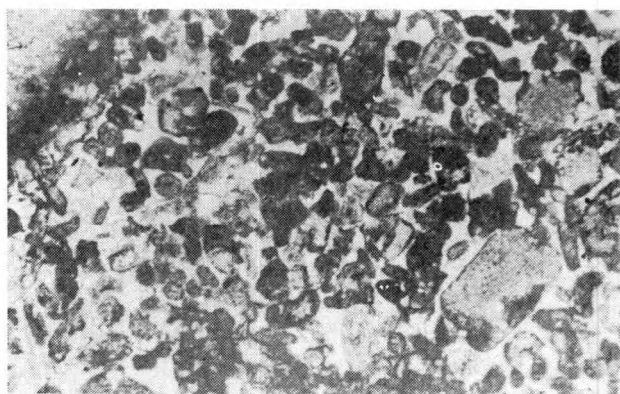
²¹ См. сноску на стр. 46.



1

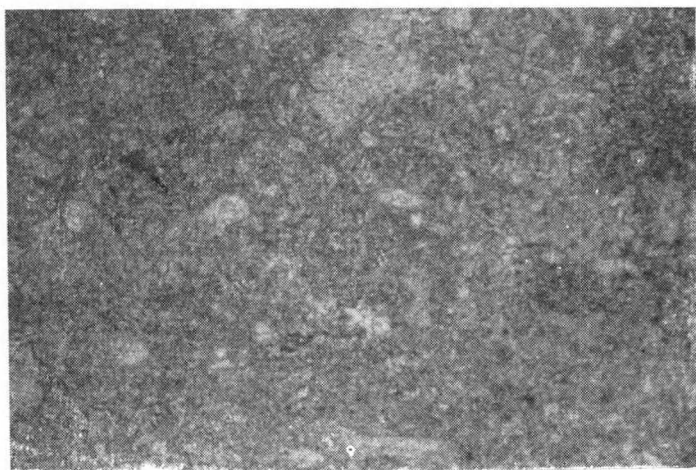


2

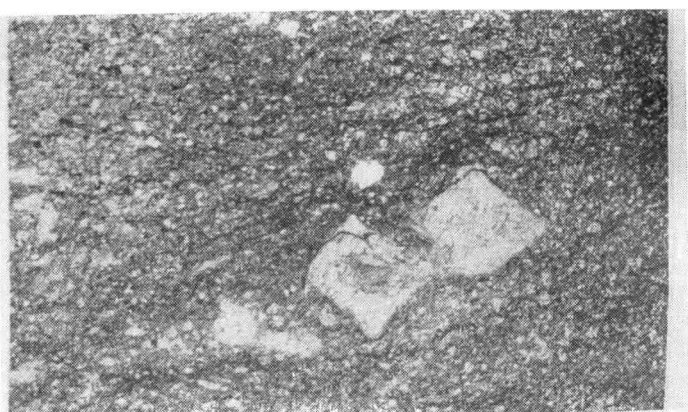


3

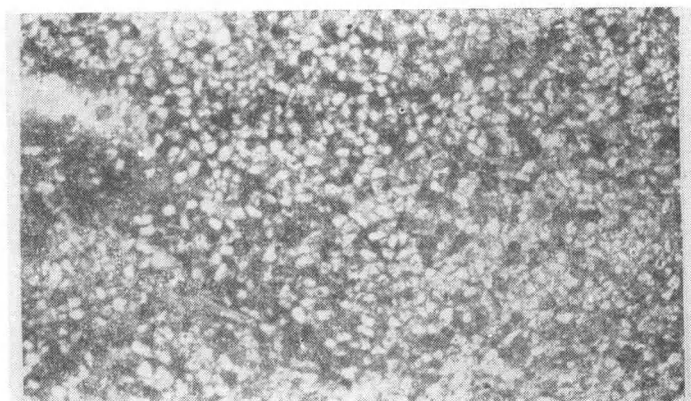
1

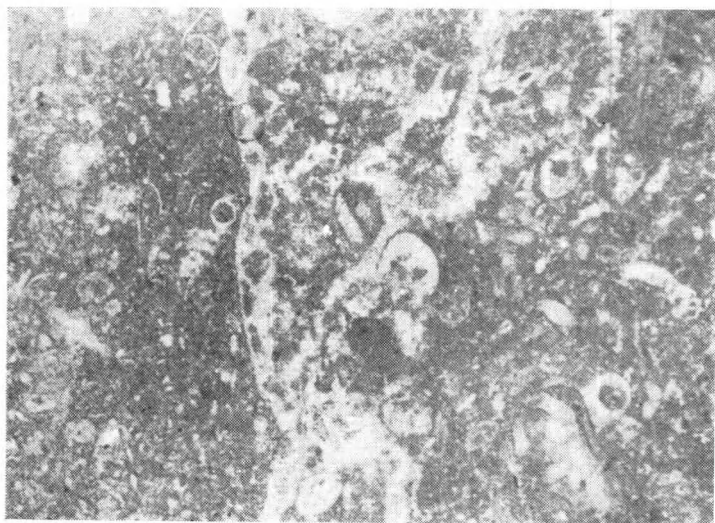


2

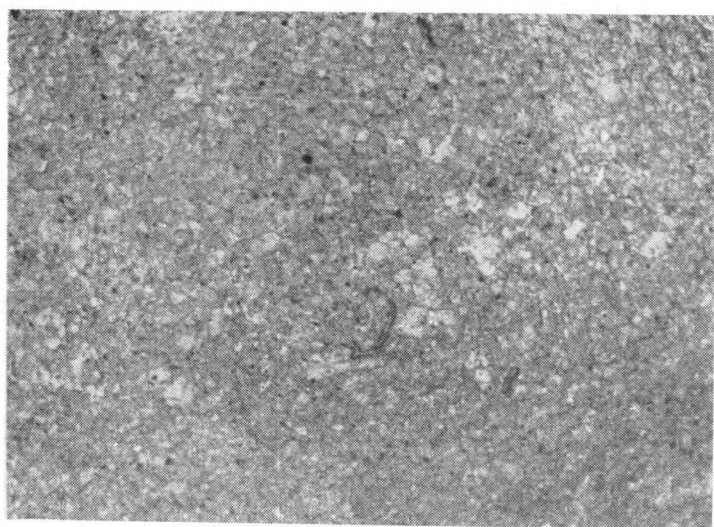


3

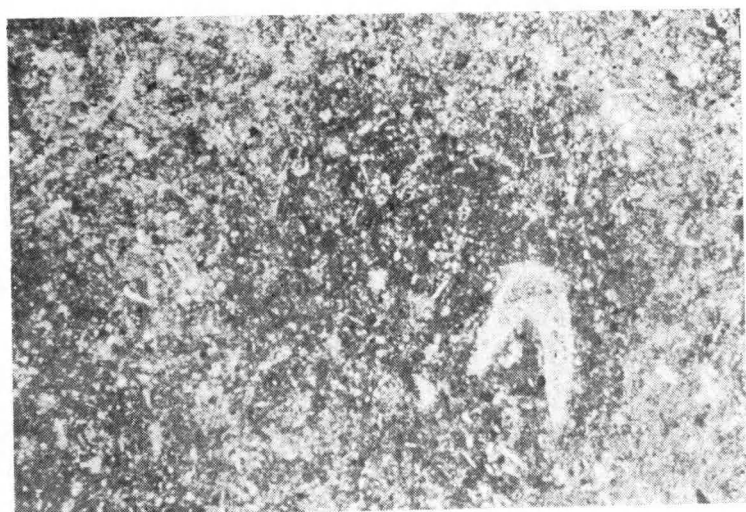




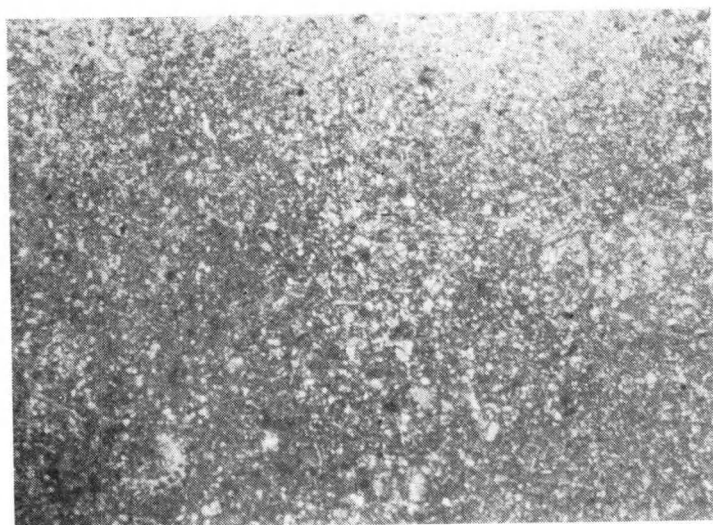
1



2



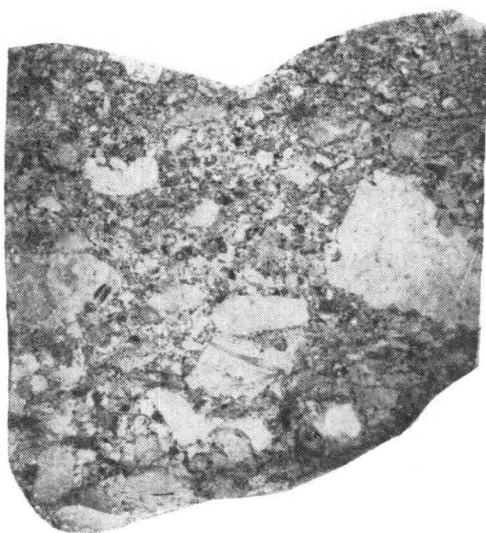
2



1



1

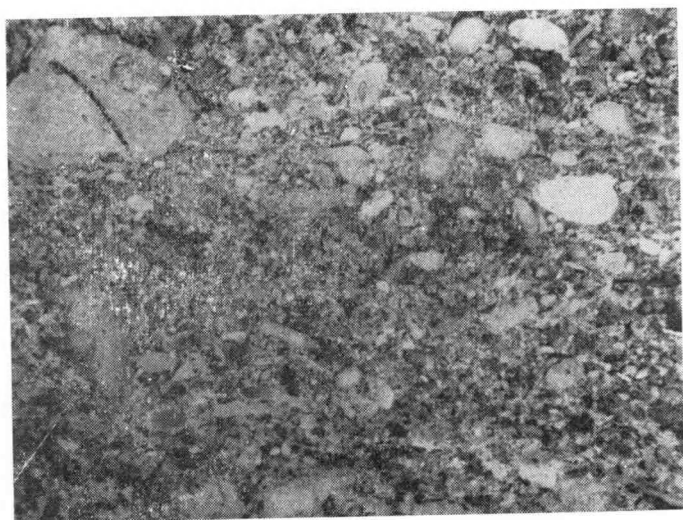


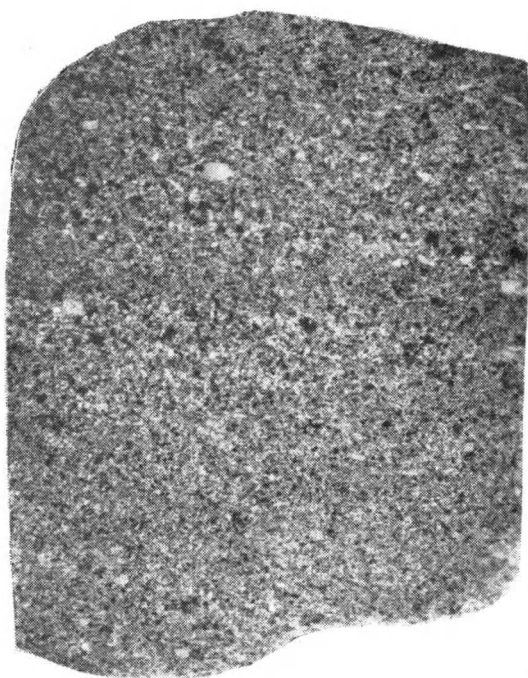
2

1

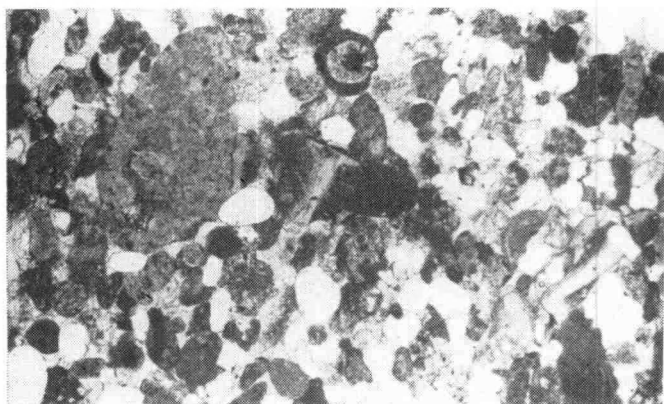


2



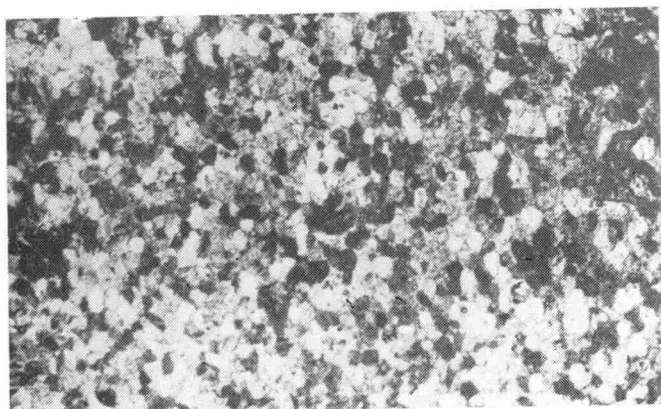


1

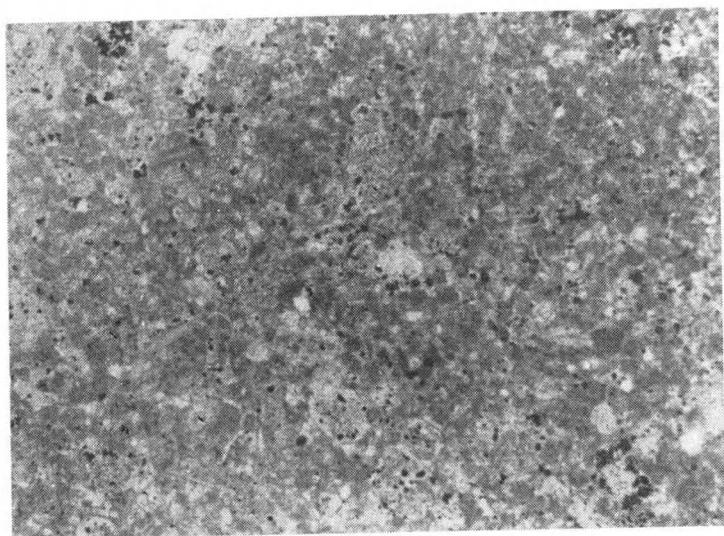


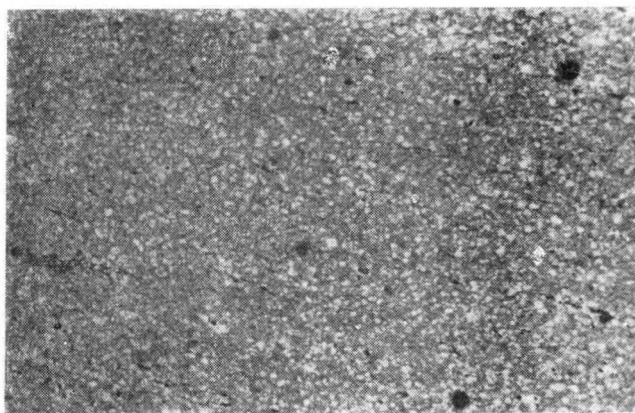
2

1

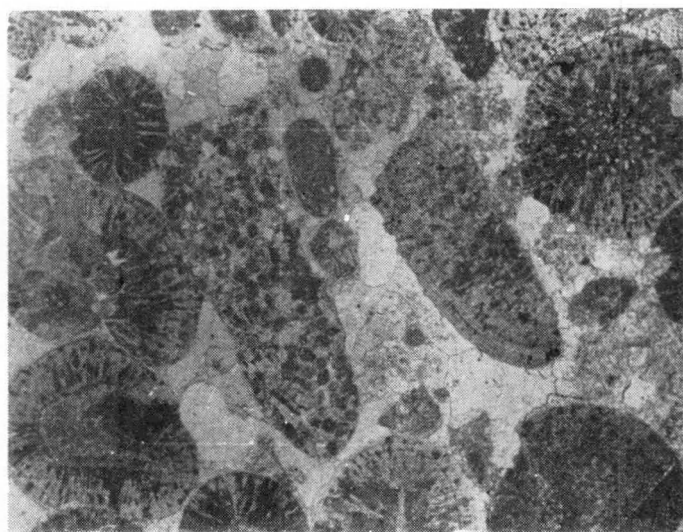


2

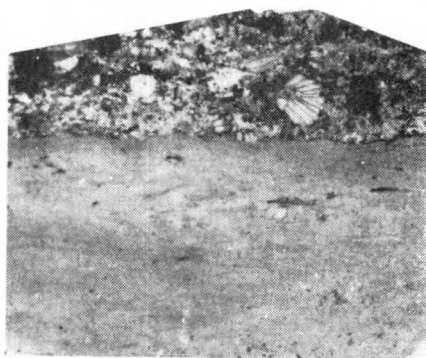




1

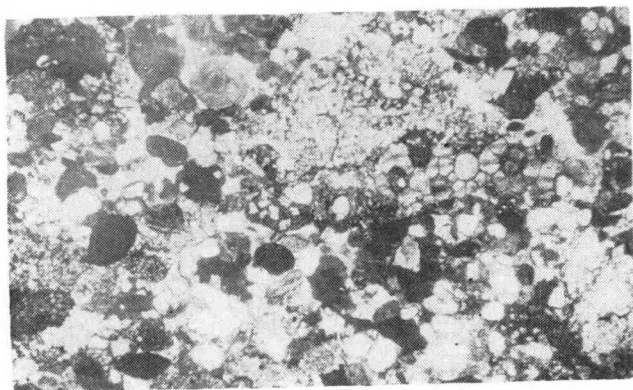


2

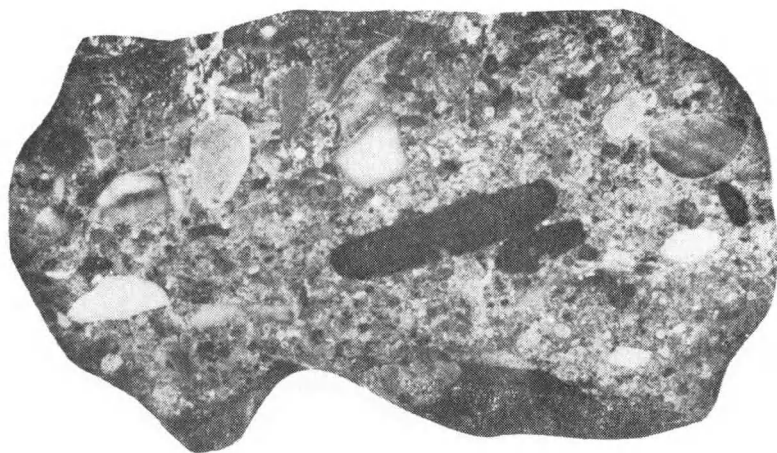


3

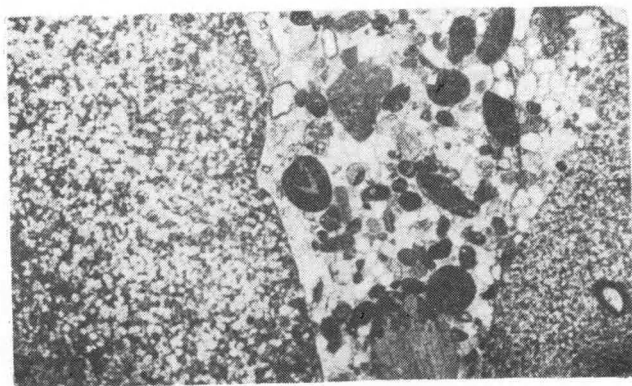
1

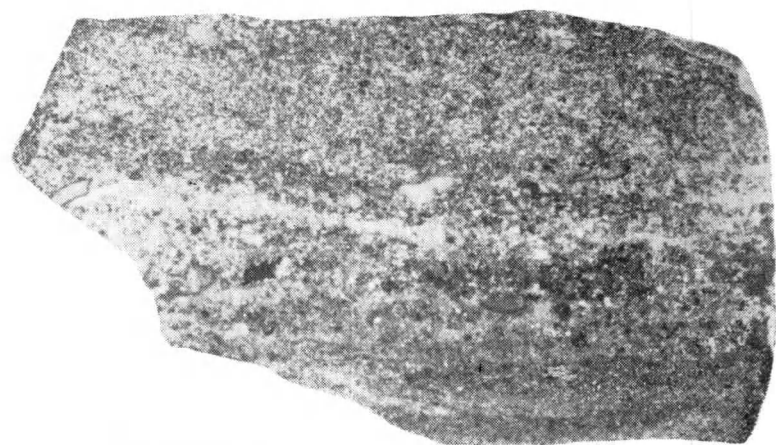


2



3





1



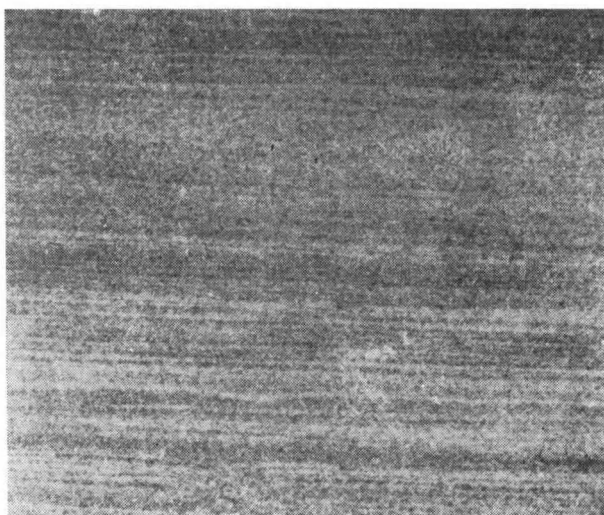
2



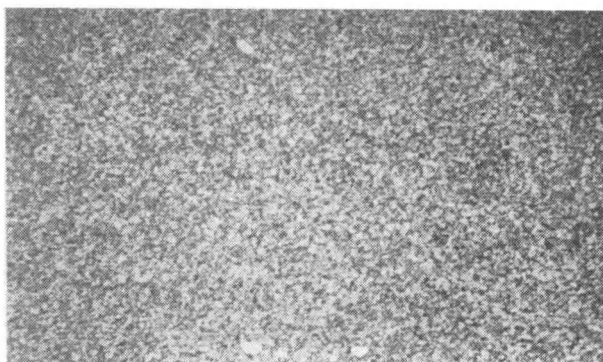
3

Таблица XII

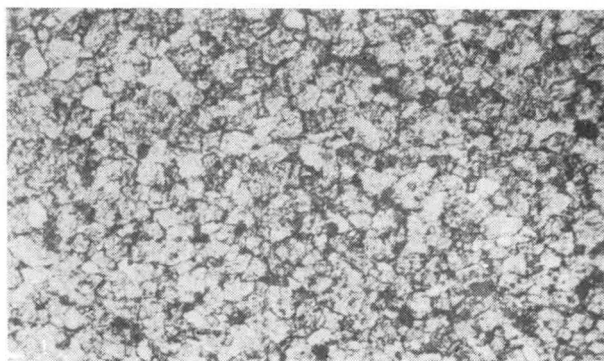
1

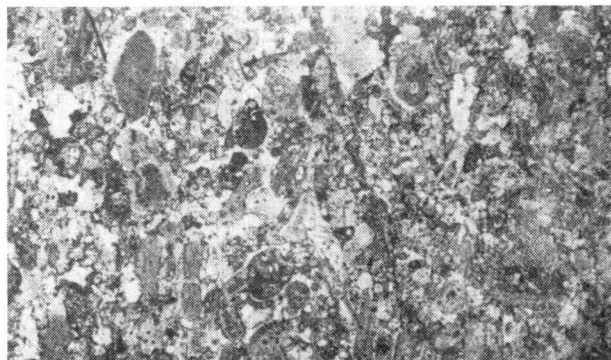


2

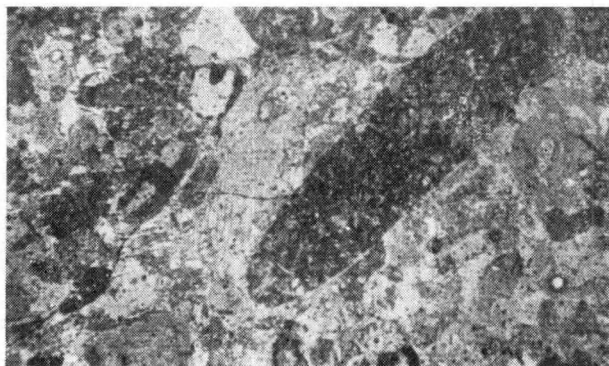


3

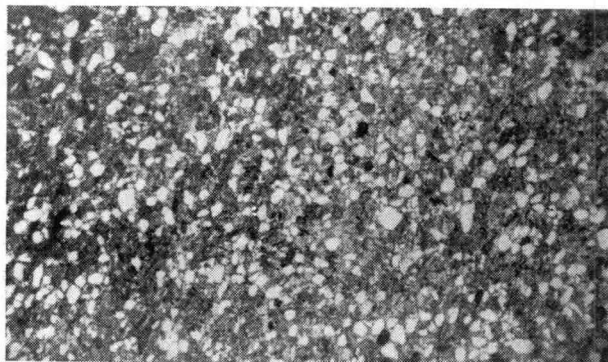




1



2



3

Таблица I

- Фиг. 1. Мелко- и крупнодетритовый органогенно-обломочный известняк. Каменоломня Поркуни, вохилайдская пачка., Шлиф, $\times 12$.
- Фиг. 2 Псаммитово-детритовый известняк. Скв. Рапла, глуб. 35,70—35,75 м; вохилайдская пачка. Шлиф, $\times 12$.
- Фиг. 3. Детритово-псефитово-псаммитовый обломочный известняк. Каменоломня Рэа—Якоби, еохилайдская пачка, Шлиф, $\times 12$.

Таблица II

- Фиг. 1. Мелкодетритистый шламовый тонкокристаллический известняк. Каменоломня Поркуни; сиугская пачка. Шлиф, $\times 16$.
- Фиг. 2. Битуминозный глинистый мелко- и тонкокристаллический известняк с мелким детритом скелетов иглокожих. Скв. Тамси, глуб. 2,40—2,45 м; сиугская пачка. Шлиф, $\times 12$.
- Фиг. 3. Алевритовый известняк. Скв. Вао, глуб. 46,25—46,28 м; кама-рикуская пачка. Шлиф, $\times 12$.

Таблица III

- Фиг. 1. Скрыто- и микрокристаллический детритовый известняк. Доминирует детрит скелетов водорослей. Каменоломня Поркуни; тыреверская пачка. Шлиф, $\times 16$.
- Фиг. 2. Разнокристаллический мелкодетритовый биогермный известняк. Скв. Орьяку, глуб. 39,44—39,53 м; тыреверская пачка. Шлиф, $\times 16$.

Таблица IV

- Фиг. 1. Известковый мергель шламовый, микро- и тонкокристаллический. Скв. Каагвере, глуб. 196,27—196,30 м; кулдигская пачка. Шлиф, $\times 16$.
- Фиг. 2. Сильноглинистый шламовый известняк с мелким детритом. Скв. Каагвере, глуб. 195,40—195,44; кулдигская пачка. Шлиф, $\times 16$.

Таблица V

- Фиг. 1. Обломочный известняк с псаммитово-псефитовой структурой. Гальки в основном из афанитового известняка, которые содержат детрит скелетов водорослей. Скв. Тоотси, глуб. 190,00 м; салдусская пачка. Пришлифовка, нат. вел.
- Фиг. 2. Обломочный известняк (брекчиевидный) с псаммитово-псефитовой структурой. Гальки относительно слабо окатанные. Скв. Тоотси, глуб. 188,0 м; салдусская пачка. Пришлифовка, нат. вел.

Таблица VI

Фиг. 1. Обломочный известняк с псефитово-псаммитовой структурой. Мелкий обломочный материал отчасти сортированный. Скв. Тоотси, глуб. 184.4 м; салдусская пачка. Пришлифовка, нат. вел.

Фиг. 2. Обломочный известняк с псефитово-псаммитовой структурой. Обломочные зерна по размерам варьируют. Скв. Тоотси, глуб. 183.9 м; салдусская пачка. Пришлифовка, $\times 1.5$.

Таблица VII

Фиг. 1. Обломочный известняк с псаммитовой структурой. Скв. Тоотси, глуб. 183.4 м; салдусская пачка. Пришлифовка, нат. вел.

Фиг. 2. Обломочный известняк с окатанными зернами (диам. в основном 0.5—0.25 мм) кварца (белые). Скв. Тоотси, глуб. 188.4 м; салдусская пачка. Шлиф, $\times 12$.

Таблица VIII

Фиг. 1. Обломочный известняк с псаммитовой структурой и с мелкими (диам. в основном 0.25—0.1 мм) полуокатанными зернами кварца (белые зерна). Скв. Тоотси, глуб. 185.75 м; салдусская пачка. Шлиф, $\times 12$.

Фиг. 2. Доломитистый алевритистый, тонко- и микрокристаллический известковый мергель. Довольно частые мелкие зерна и агрегаты пирита (черные пятна). Скв. Тоотси, глуб. 174.1 м; салдусская пачка. Шлиф, $\times 16$.

Таблица IX

Фиг. 1. Алевритисто-глинистый доломитовый, тонкокристаллический известняк. Скв. Тоотси, глуб. 139.1 м; салдусская пачка. Шлиф, $\times 12$.

Фиг. 2. Солитовый обломочный известняк с окатанными зернами кварца. Скв. Вильянди, глуб. 276.5 м; салдусская пачка. Шлиф, $\times 16$.

Фиг. 3. Резкая граница между кулдингской и салдусской пачками Скв. Каагерс, глуб. 191.3 м. Пришлифовка, нат. вел.

Таблица X

Фиг. 1. Псаммитово-мелкодетритовый оолитистый песчаный органично-обломочный известняк. Скв. Отепя, глуб. 373.87—373.92 м; салдусская пачка. Шлиф, $\times 10$.

Фиг. 2. Псефитово-оолитовый песчаный обломочный известняк. Скв. Отепя, глуб. 374.55—374.69 м; салдусская пачка. Пришлифовка, нат. вел.

Фиг. 2^a. Деталь из того же обломочного известняка. Шлиф, $\times 10$.

Таблица XI

Фиг. 1. Мелкодетритовый песчанистый органогенно-обломочный известняк. Скв. Отепя, глуб. 374,90—374,94 м; салдусская пачка. Пришлифовка, нат. вел.

Фиг. 2. Резкий литологический контакт между органогенно-обломочным известняком и микрослонстым алевритистым доломитом. Скв. Отепя, глуб. 374,94—375,00 м; салдусская пачка. Пришлифовка, нат. вел.

Фиг. 3. Поверхность напластования микрослонстого алевритистого доломита со следами газовых пузырьков. Скв. Отепя, глуб. 374,16 м; салдусская пачка. Пришлифовка, нат. вел.

Таблица XII

Фиг. 1. Микрослонистый алевритистый доломит. Скв. Отепя, глуб. 374,73—374,82 м; салдусская пачка. Пришлифовка, нат. вел.

Фиг. 2. Тонкокристаллический алевритистый доломит. Скв. Отепя, глуб. 374,73—374,82 м; салдусская пачка. Шлиф, $\times 15$.

Фиг. 2^a. То же, $\times 40$.

Таблица XIII

Фиг. 1. Мелкодетритовый органогенно-обломочный известняк. Скв. Каагвере, глуб. 188,77—188,80 м; салдусская пачка. Шлиф. $\times 10$.

Фиг. 2. Псаммитово-псефитово-детритовый органогенно-обломочный известняк. Скв. Каагвере, глуб. 189,93—190,00 м; салдусская пачка. Шлиф. $\times 12$.

Фиг. 3. Псаммитово-мелкодетритовый органогенно-обломочный известняк с многочисленными зернами кварца (белые зерна). Скв. Отепя, глуб. 374,00—374,02 м; салдусская пачка. Шлиф. $\times 6$.

ветственно 76 и 89 видов)²² становится более односторонним (54 вида).

Вместе с биогенным накоплением CaCO_3 состоялось и довольно интенсивное химическое осаждение карбоната кальция.

Регрессия, вызванная поднятием Северной Эстонии, проявляется особенно ярко в конце рассматриваемой фазы, когда состоялось накопление отложений камарикусской пачки.

Повышенное количество терригенного материала (особенно в восточной части распространения пачки) вместе с ясно выраженной тенденцией укрупнения зернистости обломочного материала снизу вверх в разрезе камарикусской пачки свидетельствует о постоянном обмелении бассейна седиментации и усилении приноса кластического материала с востока или с северо-востока (Вийдинг и Ораспыльд, 1972). В бассейне этот материал переносился в свою очередь течениями и, наконец, неравномерно накопился на дне. Соотношения между карбонатными и обломочными компонентами отложений поэтому разнообразны: пески накопились только в восточной части, а в остальной части территории — карбонатные отложения, в составе которых мелкозернистый песчаный материал или алеврит встречаются только в виде примеси.

Кроме вышеупомянутых отложений накопились местами и окатанный скелетный детрит и карбонатный обломочный материал величиной зерна в 0,1—0,2 мм, и состоялось химическое осаждение кальцита.

Во второй половине камарикусского времени в окрестностях Кахала-Эйамаа произошел временный перерыв в осадконакоплении (поверхность перерыва!), а затем снова увеличилось накопление кварцевого песка.

Мелководный бассейн в Северной Эстонии во время образования камарикусской пачки, по-видимому, был неодинаковой глубины. Минералогические исследования (Вийдинг и Ораспыльд, 1972) показали, что корунд, например, приурочен, главным образом, к западным разрезам (скв. Кирикукюла, Румба, Лихувески). Чрезвычайно высокие его концентрации на определенных уровнях песчаных карбонатных пород (низы разреза Вао) указывают на специфические условия накопления этого минерала в более глубоководной обстановке бассейна. Но в более восточной части образовались местами и лагунные условия седиментации. Об этом свидетельствует обилие новообразования флуорита.

Необходимо отметить еще тот факт, замеченный уже А. Рыбусом,²³ что в некоторых обнажениях, а также в скважине Пандивере в тырвереской пачке присутствуют прослои или це-

²² См. сноску на стр. 33.

²³ См. сноску на стр. 33.

лые комплексы песчанистых известняков. А. Рыымусокс предполагает, что тыревереская пачка отчасти может замещаться песчаниками камарикусской пачки. Если это действительно так, то севернее от полосы образования отложений камарикусской пачки происходил еще рост рифов и накопление других карбонатных отложений, свойственных тыревереской пачке.

В первую фазу осадконакопления, вероятно, не происходило на участке Тоотси—Выхма—Коксвере—Ристикюла—Хяэдемеэсте и в южной части о. Сааремаа, так как на пиргуском горизонте непосредственно залегает салдусская пачка. В разрезе скважины Охесааре последняя залегает на вормсиском горизонте (фьякской свите). В разрезе скважины Коксвере, по нашему мнению, поркуниский горизонт полностью отсутствует.

Названные факты привели к мысли о наличии барьера на этом участке в первую фазу развития бассейна.

В Южной Эстонии, южнее от предполагаемого барьера, существовала часть бассейна с наиболее устойчивыми и однородными условиями. Накопление осадков происходило в более глубоком море. Об этом свидетельствуют довольно высокое содержание глинистого материала и, наоборот, низкое содержание детрита в составе отложений. Морское дно было населено в основном представителями далманитиновой фауны, частота встречаемости которой была незначительной.

В Южной Эстонии накопились преимущественно известковые илы с довольно высоким содержанием глинистого материала (известковые мергели). Только в окрестностях Лаэва и Карула были распространены известковые илы с несколько более низким содержанием тонкого терригенного материала (глинистый или алевритистый известняк).

Во вторую фазу, по-видимому, на всей территории Эстонии, а также в северной и западной частях Латвии был перерыв в осадконакоплении.

В третью фазу в связи с погружением, состоялась трансгрессия, и море вновь захватило южную часть о. Сааремаа, а также южную половину материковой части Эстонии. В начале фазы накопились прежде всего карбонатные обломочные отложения (рис. 16), свидетельствующие об увеличенной гидродинамической активности на площади их накопления. Наиболее грубозернистый карбонатный обломочный материал накопился непосредственно в начале фазы. Степень окатанности обломков была различной. В окрестностях Тоотси и Вильянди отлагался даже слабоокатанный материал местного происхождения. В окрестности Тоотси образовались карбонатные обломочные отложения наибольшей мощностью (18,3 м), а на участке Выхма—Коксвере к этому времени, очевидно, отложения еще не накопились. Это связано, по всей вероятности, с блоковыми тектоническими движениями, которые появились в этом районе Эстонии.

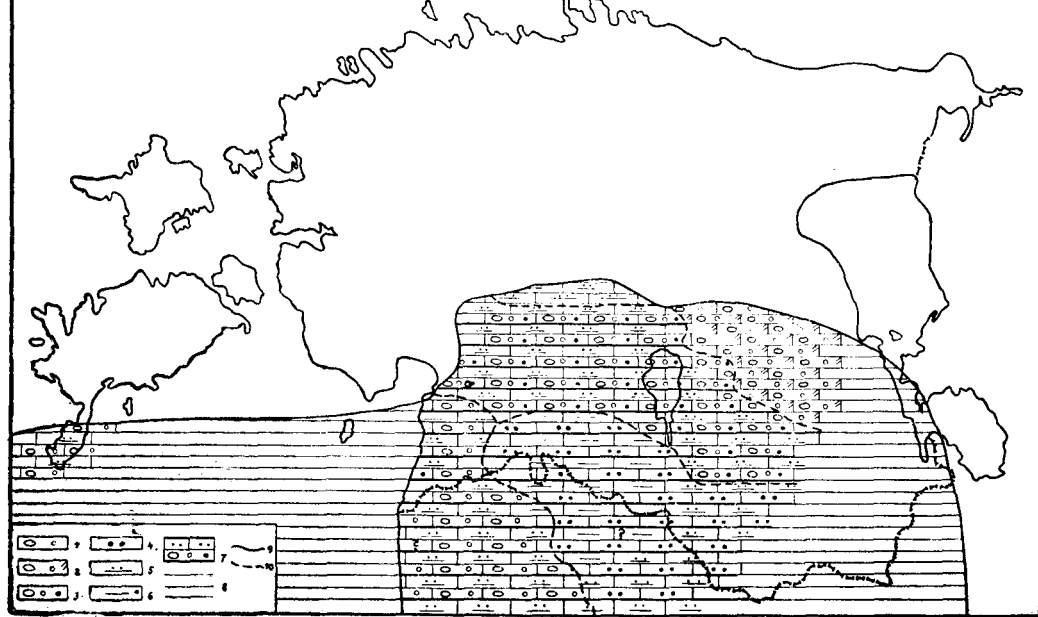


Рис. 16. Схема предполагаемого распространения литофаций в третью фазу поркунского времени в Эстонии: 1 — обломочные известняки с псефитово-псаммитовой структурой 2 — органогенно-обломочные известняки с псефитово-псаммитово-детритовой структурой, 3 — псефитово-псаммитовые обломочные известняки с варьирующим содержанием кварца и известковых оолитов, 4 — известковые песчаники, 5 — глинистые известняки, и известковые мергели с варьирующим содержанием алевритового кварца, 6 — глинистые известняки, 7 — последовательность разных литофаций во времени, 8 — участки, на которых не сохранены или еще не установлены отложения рассматриваемой фазы, 9 — северная граница литофаций салдусской пачки, 10 — граница между разными литофациями.

В мелководных условиях происходило отложение разного по величине зерен карбонатного обломочного материала: более крупные обломки входят в число галек, а более мелкие — в песчаную фракцию (в основном).

Обычными примесями в составе рассматриваемых отложений являются кварцевые зерна песчаной фракции и известковые оолиты.

Кварцевые зерна вместе с карбонатными обломками постоянно накапливались в окрестности Тоотси. Кроме этого района накопление обломочного кварца было увеличено еще в окрестностях Абья—Хольдре—Карула.

Область сноса терригенного материала является пока неясной. По мнению исследователей (Мянниль, 1966; Каплан, Хазанович, 1969), Локновского поднятия, как области размыва в ордовике, еще не существовало. Но учитывая то, что количество песчаного материала в составе отложенной салдусской пачки в самой южной части Эстонии уменьшается от востока к западу, принос песков в бассейн, по-видимому, происходил все же с юго-востока.

Обломочный кварц играет незначительную роль в составе отложений в окрестностях Каагвере—Лаэва.

Как уже отмечено, другим характерным компонентом карбонатных обломочных отложений являются известковые оолиты. По сравнению с известковыми оолитами вохилайдской пачки они имеют более крупные размеры (до 3 мм). Широкое распространение известковых оолитов в Южной Эстонии свидетельствует о благоприятных условиях их образования при активном действии воды.

Во второй половине третьей фазы влияние волнения на дно уменьшалось и в мелком море, в связи с поднятием образовались полулагунные или даже лагунные условия, исключая окрестности Лаэва—Каагвере, где в течение всего этапа накопление биокластов (в основном окатанных скелетных фрагментов иглокожих) произошло под влиянием активного гидродинамического режима. На остальной площади отлагались преимущественно глинистые или алевритистые карбонатные осадки, причем относительное количество разных компонентов по временам быстро изменялось. Об этом говорит тонко- и микрослоистая текстура отложений. Местами установлены и мелкие знаки ряби.

В это время в окрестности Выхма образовались, по нашим соображениям, известковые илы с варьирующим содержанием глинистого или алевритистого материала.

По разрезам скважины Отепя и Карула в этих окрестностях присутствуют своеобразные крепкие микрослоистые алевритистые доломиты, происхождение которых нам пока неясно. Учитывая общую палеогеографическую обстановку в данной фазе на территории Южной Эстонии и Латвии, следует предполагать, что они представляют собой первичные седиментационные доломиты,

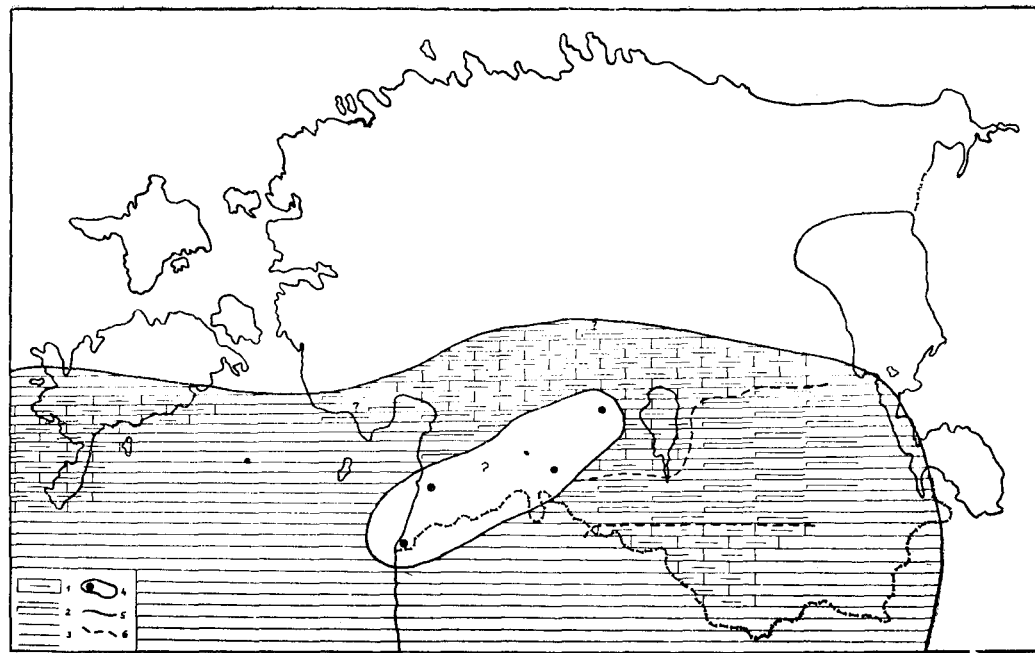


Рис. 17. Схема предполагаемого распространения литофаций в заключительную фазу поркунского времени в Эстонии: 1 — глинистые известняки, 2 — известковые мергели. 3 — участки, на которых не сохранились или еще не установлены отложения рассматриваемой фазы, 4 — участок, на котором литофации соответствующей фазы очевидно не образовывались, 5 — северная граница выхода горизонта, 6 — граница между разными литофациями.

структура которых несколько изменилась в диагенезе. Мысль о возможности образования седиментационных доломитов высказана и латвийскими исследователями (Волколаков, Спрингис, 1969).

Последняя, четвертая фаза. В заключительной фазе поркуниского времени происходило образование слоев эйл мюр (рис. 17). Учитывая литологический состав, структуру и текстуру отложений слоев эйл мюр, накопление их происходило, очевидно, в более однородных условиях. Возможно, что глубина бассейна даже несколько увеличилась.

ЛИТЕРАТУРА

- Вийдинг Х. и Ораспыльд А. Литология и минералогия камарикусской пачки поркуниского горизонта. Изв. АН ЭССР, Хим., геол., 21, № 3, Таллин, 1972.
- Вингиссаар П. А., Ораспыльд А. Л., Эйнасто Р. Э., Юргенсон Э. А. Единая классификация и легенда карбонатных пород. Таллин, 1965.
- Волколаков Ф. К., Спрингис Т. К. Литологические особенности верхнеордовикских нефтеносных отложений Западной Латвии. В сб.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига. Изд. «Зинатне», 1969.
- Гайлите Л. К., Рыбникова М. В., Ульст Р. Ж. Стратиграфия, фауна и условия образования силурийских пород Средней Прибалтики. Рига, Изд. «Зинатне», 1967.
- Гайлите Л. К. Палеонтологическая характеристика пограничных отложений ордовика и силура в Латвии. В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, Изд. «Минтис», 1968.
- Гайлите Л. К. Остракоды кулдигской пачки верхнего ордовика Латвии. В сб.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии, II. Вильнюс, Изд. «Минтис», 1970.
- Кала Э. А., Менс К. А., Ундритс Л. А. Стратиграфическая характеристика разреза скважины Пярну. Труды Института геологии АН ЭССР, X. Таллин, 1962.
- Капан А. А., Хазанович К. К. К вопросу об истории тектонического развития Локновского поднятия. В сб.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, Изд. «Зинатне», 1969.
- Каяк К. Ф. К геологии Юго-Восточной Эстонии (по данным глубокого бурения). Труды Института геологии АН ЭССР, X. Таллин, 1962.
- Лапинскас П. П. Литостратиграфия верхнеордовикских — нижнесилурийских отложений запада Южной Прибалтики. В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, Изд. «Минтис», 1968.
- Лапинскас П. П. Литостратиграфическое расчленение верхнеордовикских — нижнесилурийских (?) отложений запада Южной Прибалтики. В сб.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии, II. Вильнюс, Изд. «Минтис», 1970.
- Мяньиль Р. М. Фаунистическая характеристика поркуниского горизонта. Труды Института геологии АН ЭССР, X. Таллин, 1962.
- Мяньиль Р. М. Биостратиграфическое обоснование расчленения ордовикских отложений Западной Латвии. Труды Института геологии АН ЭССР, XIII. Таллин, 1963.
- Мяньиль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, Изд. «Валгус», 1966.

- Мяньниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М. Стратиграфия вируских и харьюских отложений (ордовик) Средней Прибалтики. В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, Изд. «Минтис», 1968.
- Нестор Х. Э., Кала Э. А. Ревизия стратиграфии низов силура Северной Прибалтики. В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, Изд. «Минтис», 1968.
- Нестор Х. Юуруский горизонт. В кн.: «Силур Эстонии». Таллин, Изд. «Валгус», 1970.
- Рыбусокс А. К. Ордовикская система. В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. М., 1960.
- Рыбусокс А. К., Мяньниль Р. М. К палеогеографии ордовика северо-западной части Русской платформы. Труды Института геологии АН ЭССР, V. Таллин, 1960.
- Рыбусокс А. К. Стратиграфия вируской и харьюской серии (ордовик) Северной Эстонии. Автореферат докт. диссерт. Геол. инст. АН СССР Москва—Тарту, 1967.
- Ульст Р. Ж. Биостратиграфия и корреляция силура Средней Прибалтики. В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, Изд. «Минтис», 1968.
- Ульст Р. Ж. Стратиграфия силурийских отложений разреза скважины Хольдре. В сб.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии, II. Вильнюс, Изд. «Минтис», 1970.
- Ульст Р. Ж., Гайлите Л. К. Граница ордовика и силура в Латвии и литостратиграфическое подразделение пограничных отложений. В сб.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии, II. Вильнюс, Изд. «Минтис», 1970.
- Rosenstein, E. Unregelmässigkeiten in Einfallen der Untersilurischen Schichten Estlands im westlichen Teil der Pandiver'schen Erhebung. Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu, nr. 65. Tartu, 1943.
- Rõõmusoks, A. Porkuni lademe (F_{II}) vanusest. Geoloogilised märkmed, 2, Eesti NSV TA Loodusuurijate Selts. Tln., 1961.

PORKUNI LADEME LITOLOOGIA EESTIS

A. Oraspõld

Resümee

Käesolev artikkel on autori pikaajalise töö kokkuvõtteks porkuni lademe litoloogia uurimise alal Eestis.

Lademe litostratigraafilisel liigestamisel on artiklis lademe erinevast väljakujunemisest tingitult kasutatud Põhja- ja Lõuna-Eesti jaoks eri skeeme. Põhja-Eesti osas on lähtunud teiste uurijate poolt väljatöötatud skeemist (Рыбусокс, 1967), mille alusel porkuni lade jagatakse vohilaiu, siuge, tõrevere ja kamariku kihistikeks.

Lõuna-Eestis eristatakse autori poolt Porkuni lademes analoogiliselt Salduse piirkonnale Lääne-Lätis (Волколаков, Спрингис, 1969) kuldiga ja salduse kihistikku. Salduse kihistikul lasuvad omakorda R. Männili poolt Ohesaare puuraugus väljaeraldatud Öjle myr'i kihid *Conochitina tangourdeau*'ga (intervall 445,9—448,7 m). Nimetatud kihte on R. Männil eristanud veel Kingissepa (intervall 292,7—297,6 m) ja Pärnu puuraugus (intervall 239,4—245,6 m).

Toetudes porkuni lademe litoloogiale ja kivimitüüpide erinevale vertikaalsele järjestusele Põhja- ja Lõuna-Eestis ning olemasolevatele paleontoloogilistele andmetele, on autor käesolevas töös porkuni lademe kihistikke korreleerinud alljärgnevalt:

Põhja-Eesti	Lõuna-Eesti
lünk	Öjle myr'i kihid
	saladuse kihistik
	lünk
kamariku kihistik	kuldiga kihistik
tõrevere kihistik	
siuge kihistik	
vohilaiu kihistik	

Vohilaiu kihistik (joon. 2) koosneb peamiselt helehallidest või kollakashallidest mitmesuguse struktuuriga organogeensetest purdlubjakividest ja purdlubjakividest. Kihistiku paksus on 0—3,7 m.

Siuge kihistik (joon. 3) on iseloomustatud beežikashallide mikro- ja pisikristallilise ja detriidilise struktuuriga lubjakividega, milles esineb tumepruune bituminoosseid savika lubjakivi või mergli vahekihte. Kihistiku paksus on 0—2,6 m.

Tõrevere kihistik (joon. 4) on moodustunud valkjashallidest massiivsetest biohermsetest lubjakividest ja õhukese- ning kesk- misekihilistest peit- ja mikrokristallilistest detriidilistest lubjakividest. Kihistiku paksus on 0—4,8 m.

Kamariku kihistik (joon. 5) koosneb valdavalt varieeruva liiva- ja aleuriidisisaldusega karbonaatkivimitest ja Ida-Eestis ka lubjasisaldusega liivakividest. Kihistiku paksus on 0—3,32 m.

Kuldiga kihistikku (joon. 7) iseloomustavad rohekashallid ja hallid lubimerglid ja savikad lubjakivid, mis on kohati dolomiidistunud. Kihistiku paksus on 0—9,1 m.

Salduse kihistik (joon. 8) koosneb mitmesuguse struktuuriga vilkjashallidest ja hallidest purdlubjakividest ja organogeensetest purdlubjakividest, mis sisaldavad varieeruvalt hulgal aleuriiti ja liiva. Esineb ka liivadolomiite, lubiliivakive, dolomiitliivakive jt. Kihistiku ülemises pooles on levinud veel õhukese- ja mikrokihilised tasaste kihipindadega aleuriidikad ja aleuriidikas-savikad lubjakivid ja lubimerglid. Kihistiku paksus on 0—25,6 m.

Õjle myr'i kihte iseloomustavad hallid või rohekashallid pisikristallilised peenedetriidilised lubjakivid, savikad lubjakivid ja merglid (Ohesaare, Kingissepa ja Pärnu puuraugus). On võimalik, et nimetatud kihid on levinud Lõuna-Eestis laiemalt. Õjle myr'i kihtide paksus on 0—4,3 m.

Lähtudes Eesti territooriumil esinevate kihistike korrelatsiooni- skeemist, on autori poolt basseini arengus porkuni eal eristatud 4 faasi. Esimese, kolmanda ja neljanda faasi litofaatsiaste levikust annavad ettekujutuse joonised 15, 16 ja 17. Teisel faasil oli autori arvates kogu Eesti territooriumil settimises katkestus, mistõttu vastavaid setteid Eestis ei ole teada.

ON THE LITHOLOGY OF THE PORKUNI STAGE IN ESTONIA

A. Oraspõld

Summary

This paper is a conclusion of the author's prolonged investigation of the lithology of the Porkuni Stage in Estonia.

The differences in the formation of the stage brought about different lithostratigraphical schemes for North and South Estonia. As for North Estonia, we started from the schemes worked out by other researchers (Рыымусокс, 1967) in which the Porkuni Stage is divided into Vohilaiu, Siuge, Tõrevere and Kamariku members.

In South Estonia it was distinguished, similarly to the Saldus region in Western Latvia (Волколаков, Спрингис, 1969), the Kuldiga member and the Saldus member. The Saldus member is overlain by Öjle myr beds with *Conochitina tangourdeau*, established by R. Männil in the Ohesaare boring at 445.9—448.7 m. These beds were established by R. Männil in the Kingissepa boring (292.7—297.6 m) and the Pärnu boring (239.4—245.6 m) too.

In accordance with the lithology and paleontology of the Porkuni Stage and taking into account the differences in the successions of the rock types in North and South Estonia, the members of the Porkuni Stage were correlated as follows:

North Estonia	South Estonia
hiatus	Öjle myr beds
	Saldus member
	hiatus
Kamariku member	Kuldiga member
Tõrevere member	
Siuge member	
Vohilaiu member	

The Vohilaiu member (Fig. 2) is represented by light-grey or yellowish-grey bioclastic and lithoclastic limestones and clastic limestones with various textures. The thickness of the member is 0—3.7 m.

The Siuge member (Fig. 3) is characterised by beige on light-grey micro and finely crystalline and detritic limestones containing interlayers of dark-brown bitumenous clayey limestone of marl. The thickness of the member is 0—2,6 m.

The Tõravere member (Fig. 4) consists of light-grey massive biohermal limestones and thin and medium-bedded crypto and microcrystalline detritic limestones. The thickness of the member is 0—4,8 m.

The Kamariku member (Fig. 5) is mainly composed of carbonate rocks with various content of sand and silt. In East Estonia calcareous sandstones have been established. The thickness of the member is 0—3,32 m.

The Kuldiga member (Fig. 7) is characterised by greenish-grey and grey calcareous marls and clayey limestones, sporadically dolomitized. The thickness of the member is 0—9,1 m.

The Saldus member (Fig. 8) consists of light-grey and grey lithoclastic limestones and bioclastic limestones with various texture, containing silt and sand in various amounts. Sandy dolomites, calcareous sandstones, dolomitic sandstones, etc. were established. In the upper part of the member thin-bedded and microbedded silty and silty-clayey limestones and calcareous marls with smooth bed-plains occur. The thickness of the member is 0—25,6 m.

The Öjle myr beds are characterised by grey and greenish-grey finely crystalline fine detritic limestone, clayey limestones and marls (the borings of Ohesaare, Kingissepa, Pärnu). It is possible that these beds are distributed more widely in South Estonia. The thickness of the Öjle myr beds is 0—4,3 m.

According to the correlation scheme of the members of the Porkuni Stage 4 phases can be distinguished in the Porkunian time in Estonia. The distribution of lithofacies in the first, third and fourth phases is represented in Figures 15, 16 and 17. In the second phase there was a hiatus in sedimentation throughout the territory of Estonia, as no corresponding sediments are known.