

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

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

**TÖID GEOLOGIA ALALT
ТРУДЫ ПО ГЕОЛОГИИ**

VII

TARTU 1975

Redaktsioonikolleegium:

A. Rõõmusoks (esimees), A. Oraspõld ja A. Loog
Vastutav toimetaja J. Kirs

Редакционная коллегия:

А. Рымусокс (председатель), А. Ораспыльд и А. Лоог
Ответственный редактор Ю. Кирс.

О ГЕОЛОГИИ И ФАУНЕ ЮЛЬГАЗЕСКОЙ ПАЧКИ (нижний тремадок Северной Эстонии)

А. Рывимусокс, А. Лоог, Э. Кивимяги

Юльгазеская пачка в качестве нижнего подгоризонта пакерортского горизонта была выделена А. Эпиком (Õrik, 1929). В краткой сводке стратиграфии им отмечалось наличие в нижнем подгоризонте беззамковых брахиопод *Lingula*, *Obolus* и *Acrotreta*.

Год спустя А. Эпик (Õrik, 1930) назвал соответствующие этой пачке слои нижней зоной с *Acrotreta-Lingulella*¹. В ней встречаются еще *Obolus apollinis* и *Hyolithus* sp. Этот фаунистический комплекс является, по А. Эпику, чисто кембрийским.

Наиболее полная характеристика рассматриваемых отложений приведена А. Эпиком в его сводке по кембрию Эстонии (Õrik, 1956). Песчаник с *Acrotreta* распространяется, по А. Эпику, в окрестностях г. Таллина и примерно в 50 км к востоку от него. Литологически этот песчаник относится к оболловому песчанику, но в нем нет прослоев диктнонемового аргиллита, встречаются только несколько тонких прослоев глины. Контакт с нижележащим тискреским песчаником нижнего кембрия неровный, со следами размыва. Из фауны песчаника с *Acrotreta* А. Эпиком указаны *Obolus triangularis*, а также новые виды родов *Lingulella* и *Acrotreta*. А. Эпиком подчеркнуто, что песчаник с *Acrotreta* покрыт слоями, считавшимися в Эстонии эквивалентом тремадока. Таким образом, песчаник с *Acrotreta* можно отнести и к верхам кембрийской системы.

К. Мююрисеппом (1958) песчаник с *Acrotreta* назван юльгазеской пачкой (по единственному обнажению на глинте у с. Юльгазе, вскрывшему полный разрез пачки мощностью в 6,5 м). Им же описана нижняя граница пачки в обнажениях Хундикуристик (в г. Таллине), у реки Пирита в с. Иру и у реки Ягала. Во всех названных обнажениях в базальных слоях юльгазе-

¹ Верхняя зона с *Acrotreta* относится, по А. Эпику, к верхней части тюрисалусской пачки пакерортского горизонта.

ской пачки встречаются гальки из нижележащего тискреского песчаника, сам контакт неровный.

Позднее К. Мьюриселл (1960) на основании изучения выходов дал еще краткую литологическую характеристику пород юльгазеской пачки.

Минералогический состав и литология юльгазеской пачки кратко рассматривались А. Лоогом (1963).

Более полная сводка литологии пачки (с описанием разреза стратотипа) дана А. Лоогом и Э. Кивмяги (1968). При составлении этой сводки упомянутые авторы могли впервые пользоваться данными по ряду скважин, пройденных к югу от северо-эстонского глинта.

Современное состояние изучения фауны беззамковых брахиопод юльгазеской пачки докладывалось авторами настоящей статьи на совещании по вопросам стратиграфии кембрия западной окраины Восточно-Европейской платформы, состоявшегося в апреле 1971 г. в Институте геологии АН Эстонской ССР. Важнейшими результатами изучения брахиопод пачки к этому времени были следующие обстоятельства: 1) установление присутствия в пачке родов *Conotreta*, *Lingulella*, *Obolus* и *Schmidtites*, не являющихся специфическими родами для кембрийских отложений; 2) все имеющиеся данные подтверждают отнесение юльгазеской пачки к базальной части тремадока.

По Т. Явжаускасу и Л. Пашкявичене (1972), юльгазеская пачка по акритархам тесно связана с остальной частью пакерортского горизонта и несомненно относится к тремадоку.

В настоящее время известно 12 обнажений пачки, находящихся на обрыве глинта или в руслах рек, пересекающих глинт (рис. 1).

Наиболее западные обнажения находятся в г. Таллине. Юльгазеская пачка в городе обнажается (или была обнажена) в трех местах:

1) В подножии обрыва глинта Тоомпэа, напротив ул. Лай. По А. Луха, полный разрез пачки следующий (сверху):

1. 0,77 м алевролит, крупный, светло-серый с тонкими прослоями серой глины;
2. 0,30 м песчаник;
на размытой поверхности залегают фосфоритные гальки (диаметром 1—2 см);
3. 0,02 м глина, сланцеватая, серая, с тонкими прослоями алевролита, в котором встречаются створки беззамковых брахиопод;
4. 0,70 м песчаник с прослоями глины.

Общая мощность пачки — 1,79 м. В настоящее время этот разрез покрыт осыпью.

2) Во временной канаве у стадиона, в парке Кадрнорг, в двадцатых годах был обнажен полный разрез пачки, описанный А. Эликом (сверху):

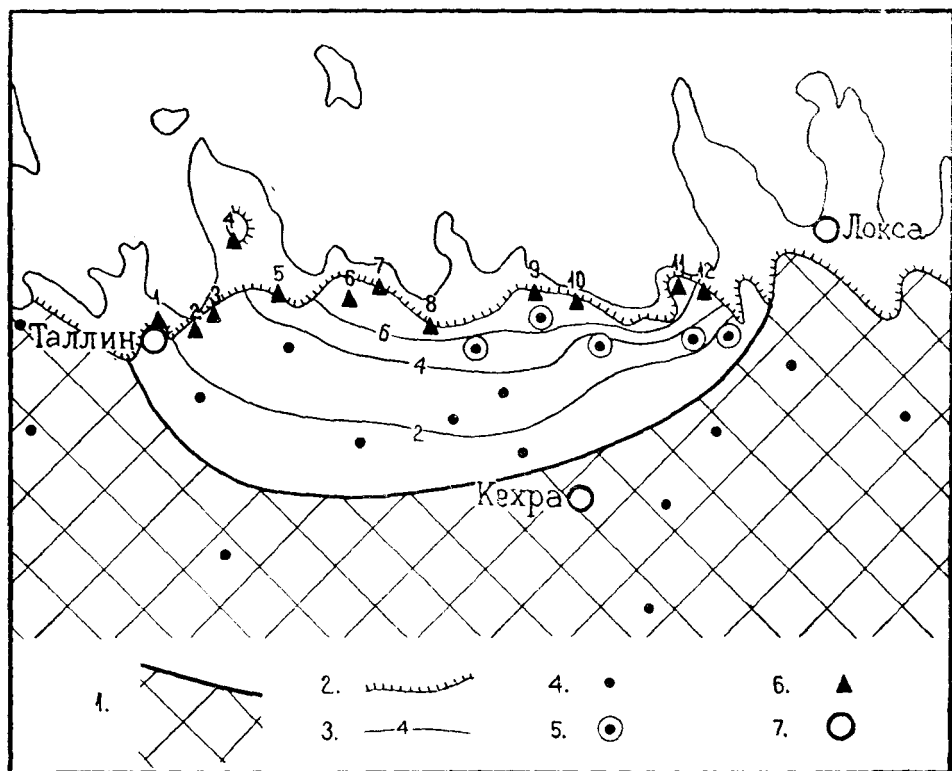


Рис. 1. Распространение юльгасекской пачки.

— юльгасекская пачка отсутствует; 2 — уступ глинта; 3 — изопакиты; 4 — буровая скважина; 5 — буровая скважина, в керне которой изучена фауна брахиопод; 6 — обнажения: 1) Тоомпэа, 2) Кадриорг, 3) Хундикуристик, 4) Виймси, 5) Иру, 6) Маарду, 7) Юльгасе, 8) Ягала, 9) Убари, 10) Валкла, 11) Тситре-Турьекельдер, 12) Муукси Линнямяги; 7 — населенный пункт.

1. 1,80 м песчанник с выклинивающимися прослоями сланцеватой глины;
2. 1,20 м песчанник, тонкослоистый, белый, с единичными глауконитовыми зернами и тонкими синими прослоями глины, в которой встречаются кристаллы пирита;
3. 0,05--0,15 м песчанник, с окатанными обломками створок беззамковых брахиопод, фрагментами трилобит, хиолитов и фосфоритовыми гальками.

Общая мощность пачки — 3,15. В комплексе № 1 встречаются *Obolus* sp. n. и *Schmidtites* sp. n., в комплексе № 2 — *Conotreta* sp. n., *Obolus* sp. n. и *Schmidtites* sp. n.

В настоящее время канава покрыта.

3) На обрыве глинта в долине Хундикуристик, недалеко от певческого поля г. Таллина, у невысокого водопада обнажена верхняя часть пачки с верхней границей (сверху):

1. 0.95 м алеврит, крупный, хорошо отсортированный, желтовато-серый, косослонистый, со створками беззамковых брахиопод;
2. 2.00 м алеврит, крупный, песчаный, хорошо отсортированный, желтовато-серый, горизонтальнослоистый; с единичными створками брахиопод и тонкими выклинивающимися косыми прослоями глини; слабо сцементирован — цемент глинистый.

Ниже по ручейку в долине обнажается и нижняя граница. На светлосерых алевролитах тискреской свиты залегают песчаные алевролиты с прослоями глини. Местами на границе встречаются гальки песчанистого алевролита диаметром от 10 см, с единичными обломками створок беззамковых брахиопод.

Общая мощность пачки более 3 м.

4) К востоку от г. Таллина на полуострове Виймси у маяка на обрыве глинта обнажен следующий разрез пачки, описанный Г. Чимишкяном (сверху):

1. 0.70 м песок, мелкозернистый, пропитанный гидроокислами железа, в нижней части тонкие прослои глинистого сланца;
2. 0.50 м песчаник, массивный;
3. 0.95 м песчаник, с черными точками, с пятнами и тонкими глинистыми прослоями;
4. 0.50 м песчаник, глинистый;
5. 0.10 м глина.

Общая мощность пачки — 2,75 м.

5) У с. Иру, на правом берегу реки Пирита, недалеко от моста старого Нарвского шоссе, у подземного хода, обнажена верхняя граница и верхняя часть пачки мощностью в 2 м (см. Орйк, 1929). Эта часть пачки сложена светлосерым крупным песчанистым алевролитом, имеющим горизонтальную слоистость и отдельные тонкие (до 1 мм) выклинивающиеся прослои глины. Порода слабо сцементирована, цемент глинистый. В этом комплексе установлен *Schmidtites* sp. n.

Ниже, у самой реки была обнажена нижняя граница пачки. Непосредственно в базальных слоях пачки встречается *Obolus* sp. n. Общая мощность пачки определена К. Мююрисеппом и составляет 5,35 м.

6) Карьеры у Маарду вскрывают верхнюю границу и верхи юльгазеской пачки. Выходит:

- 0,5+ м песчаник, мелкозернистый, алевритовый, хорошо отсортированный, серый; горизонтальнослоистый с отдельными створками беззамковых брахиопод; слабо сцементирован — цемент глинистый.

7) Стратотипом пачки является разрез на обрыве глинта у подземного хода в с. Юльгазе. Полный разрез пачки следую-

ший (см. также Лоог и Кивимяги, 1968; Янкаускас и Пашкявичене, 1972) (сверху):

1. 2,08 м алевролит, крупный, песчаный, хорошо отсортированный, желтовато-серый, горизонтально-слоистый; с отдельными створками *Schmidites* sp. n. и *Obolus* sp. n. и тонкими прослоями темно-серого пелитового алевролита; слабо цементирован, цемент глинистый;
2. 3,29 м алевролит, крупный, песчаный, хорошо отсортированный, светло-серый, горизонтально-слоистый, однородный; слабо цементирован глинистым цементом;
3. 0,04 м глина, зеленовато-серая, пластичная, нижняя граница неровная, мощность прослоя колеблется до 10 см; со следами ряби.
4. 0,26 м алевролит, крупный, песчаный, хорошо отсортированный, серый, горизонтально-слоистый, однородный; слабо цементирован глинистым цементом, встречаются отдельные обломки створок *Obolus* sp. n., верхняя часть слоя тонко-горизонтально-слоистая;
5. 0,10 м глина, зеленовато-серая, пластичная, залегает на ровной поверхности подстилающих алевролитов;
6. 0,73 м алевролит, крупный, песчаный, хорошо отсортированный, желтовато-серый, слабо цементирован глинистым цементом; горизонтально-слоистый; со створками *Obolus* sp. n., количество которых увеличивается к подошве слоя и ожелезненными ходами илоедов. В верхней части (0,30) согнутые прослои коричневого пелита. Местами в подошве слоя встречаются гальки из алевролита подстилающей тискреской свиты и отдельные фосфоритные гальки. Редко встречается *Schmidites* sp. n.

Общая мощность пачки в этом обнажении 6,50 м.

8) Река Ягала. На левом берегу реки, примерно 100 м ниже устья реки Йыэляхтме вскрыт разрез верхней и средней части пачки с верхней границей на мощность в 4 м. Выходит:

алевролит, крупный, хорошо отсортированный, светло-серый, горизонтально-слоистый, с тонкими (1—2 мм) выклинивающими прослоями коричневатой алевролитовой глины, слабо цементирован глинистым цементом со створками *Obolus* sp. n. и *Schmidites* sp. n.

На левом берегу реки, около 400 м ниже электростанции обнажен следующий разрез пачки (сверху):

1. 0,60+ м песчаник, мелкозернистый, хорошо отсортированный, серый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, с отдельными створками беззамковых брахиопод; слабо цементирован, цемент глинистый. На размытой поверхности слоя залегают четвертичные отложения;
2. 0,01 м глина, зеленовато-серая, пластичная;
3. 0,45 м песчаник, мелкозернистый, хорошо отсортированный, желтовато-серый, косослоистый, волнистыми тонкими прослоями темно-серого пелитового алевролита, слабо цементирован, цемент глинистый;
4. 0,80 м песчаник, мелкозернистый, хорошо отсортированный, желтовато-серый, горизонтальной слоистостью, с отдельными створками беззамковых брахиопод, волнистыми тонкими прослоями темно-серого пелитового алевролита, слабо цементирован, цемент гли-

нистый. В песчанике встречаются точечные участки окислов и гидроокислов железа;

5. 0.30 м песчаник, мелкозернистый, хорошо отсортированный, желтовато-серый, косослоистый, с тонкими волнистыми прослоями темно-серого пелитового алеврита, со створками *Obolus* sp. n. и *Schmidtitcs* sp. n., слабо сцементирован, цемент глинистый;
6. 0.06 м глина, алевритовая, зеленовато-серая. В глине встречается выклинивающийся прослой алевролита мощностью до 0,5 см;
7. 0.02 м песчаник, мелкозернистый, хорошо отсортированный, желтовато-серый, со створками *Obolus* sp. n. и плоскими фосфоритными гальками; хорошо сцементированный. Слой выклинивается, так как залегает только в углублениях поверхности размыва тис-креской свиты.

Общая мощность выходящих в этом обнажении средних и нижних слоев пачки 2,28+м.

9) На обрыве глинта около с. Убарли обнажается верхняя часть пачки мощностью в 2 м. Пачка сложена светлосерыми горизонтальнослоистыми мелкозернистыми песчаниками.

10) На левом берегу реки В а л к л а, где река прорезает нижний уступ глинта, обнажается верхняя часть юльгазеской пачки мощностью в 2 м (без нижней границы). Пачка сложена алевритом, крупным, хорошо отсортированным, желтовато-серым, косослоистым, с отдельными выклинивающимися, волнистыми тонкими (1—2 мм) прослоями коричневатого-серого пелитового алеврита. Алеврит слабо сцементирован — цемент глинистый. В комплексе установлены *Obolus* sp. n. и *Schmidtitcs* sp. n. (часто).

11) В селе Т е н т р е, на обрыве глинта, в каньоне ручейка (у т. н. Турькекелдер) обнажена верхняя часть юльгазеской пачки на мощность в 6,51 м (сверху):

1. 5.50 м алевролит, крупный, хорошо отсортированный, неясной слоистостью (на фоне горизонтальной слоистости встречаются косослоистые серые слои) светлосерый, с тонкими прослоями темно-коричневого пелитового алеврита, сцементирован глинистым цементом;
2. 0.01 м глина, красновато-коричневая;
3. 1.0+м алевролит, крупный, хорошо отсортированный, горизонтально-слоистый, светло-серый, с красными пятнами (гидроокислы и окислы железа): В описанных слоях установлены *Obolus* sp. n. и *Schmidtitcs* sp. n.

12) В селе М у у к с и, на северном склоне городища Линна-мяги местами обнажена верхняя часть юльгазеской пачки на мощность в 1,2 м. Пачка сложена алевритом, крупным, песчаным, хорошо отсортированным, желтовато-серым, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью и слабо сцементированным глинистым цементом. В этом комплексе установлены *Obolus* sp. n. и *Schmidtitcs* sp. n.

Обнажение у Муукси является наиболее восточным известным выходом пачки.

Юльгазская пачка сложена желтовато-серыми кварцевыми крупными песчанистыми и песчаными алевролитами (алевролитами) и мелкозернистыми алевритистыми песчаниками (песками). Они хорошо отсортированы и имеют горизонтальную слоистость. В нижней части пачки встречается 1—2 прослоя зеленовато-серой алевритистой крупнопелитовой глины, а в средней и верхней частях — отдельные тонкие (до 1 см) выклинивающиеся прослойки коричневатого-серого пелитового алеврита.

Алевролиты и песчаники юльгазской пачки при однородности среднего гранулометрического состава с подстилающимися алевролитами и песчаниками тискреской свиты кембрия содержат пелитовых частиц меньше. Этим объясняется и лучшая сортированность алевролитов и песчаников юльгазской пачки по сравнению с породами тискреской свиты (Loog, 1963; Лоог, 1964). Обломочный материал юльгазской пачки и тискреской свиты имеет почти одинаковый минералогический состав, а также и степень окатанности.

Из вышесказанного явствует, что по литологическому облику довольно трудно провести границу между тискреской свитой и юльгазской пачкой. Особенно это относится к буровым скважинам, где выход керна плохой.

При проведении границ надо учитывать те основные признаки, которые выделяют юльгазскую пачку от подстилающих и покрывающих пород. Такими признаками являются:

1) общий гранулометрический состав алевролитов юльгазской пачки более грубый, чем у алевролитов верхней части тискреской свиты и значительно мельче, чем у пород маардуской пачки;

2) алевролиты юльгазской пачки содержат отдельные более-менее целые створки беззамковых брахиопод (в отличие от «пустых» алевролитов тискреской свиты), но в них не наблюдается скопленных створок или их фрагментов (детрита), как в маардуской пачке;

3) в юльгазской пачке отсутствуют прослойки диктинемового аргиллита, которые наблюдаются в маардуской пачке, но в ней могут присутствовать прослойки зеленоватой пластичной глины и коричневого пелитового алеврита.

Нижняя граница юльгазской пачки обнажается ныне только в Юльгазе и на реке Ягала.

В Юльгазе на размытой, но сравнительно ровной поверхности светлосерых алевролитов тискреской свиты залегают желтовато-серые алевролиты юльгазской пачки, которые содержат створки беззамковых брахиопод и их обломки, а местами и ожелезненные ходы плодов. Иногда на поверхности размыва встречаются единичные гальки (диаметром до 20 см) из алевролита подстилающей тискреской свиты и плоские, хорошо окатанные черные фосфатизированные гальки алевролита. Последние найдены и выше

нижней границы пачки. В слоях алевролита, залегающих непосредственно на нижней границе, встречается сравнительно много (по сравнению с вышележащими слоями) створок *Obolus* sp. n. и их обломков.

На реке Ягала глина или мелкозернистый песчаник с единичными фосфатизированными плоскими гальками алевролита и створками *Obolus* залегает на неровной поверхности размыва светлосерых алевролитов тискреской свиты.

Верхняя граница юльгазеской пачки маркируется также поверхностью перерыва. На размывтой неровной поверхности крупных алевролитов (алевролитов) или мелкозернистых песчаников (песков) юльгазеской пачки залегает брахиоподовый конгломерат или более грубозернистые песчаники (пески) маардуской пачки. Они содержат горизонтальные или волнистые тонкие прослои темнокоричневого аргиллита (диктионемового сланца). В буровых скважинах эту границу провести труднее, особенно если брахиоподовый конгломерат отсутствует.

Площадь распространения юльгазеской пачки значительно меньшая, чем выделялось раньше (Лоог, Кивимяги, 1968). Пачка распространяется в приглинтовой полосе Северной Эстонии между г. Таллином (на западе) и п. Локса (на востоке), а в южном направлении до пос. Кехра (рис. 1). Мощность юльгазеской пачки не превышает 7 м.

Данные, имеющиеся по фауне юльгазеской пачки, очень скудные. А. Миквицем (Mickwitz, 1896) из рыхлых песчаников, ниже оболочного конгломерата (т. е. в верхней части пачки), в г. Таллине найден *Obolus triangularis* Mickw., а из тех же песчаников в обнажении у Юльгазе установлен *Schmidtites celatus* (Volb.).

В двадцатых годах изучением фауны пачки занимался А. Эпик. Результаты его исследований, однако, не были опубликованы. В ряде статей он упоминал из пачки следующие виды и роды: *Obolus apollinis* Eichw. (Öpik, 1930), *O. triangularis* Mickw. (Öpik, 1956), *Acrotreta* (Öpik, 1930, 1956), *Lingulella* (Öpik, 1930, 1956), *Hyalolithus* sp. (Öpik, 1930), *Conodonta* sp. (Öpik, 1956).

В течение последних лет в партии фосфоритов Управления геологии СМ Эстонской ССР, на выходах пакерортского горизонта проводились полевые работы и были пробурены многие скважины, вскрывшие этот горизонт. Полученный фаунистический материал изучался одним из авторов настоящей статьи на кафедре геологии Тартуского государственного университета. В результате изучения этого нового материала, а также коллекций А. Эпика и К. Мююрисенпа, в настоящее время мы можем из юльгазеской пачки с уверенностью указать только следующие виды: *Obolus* sp. n., *Conotreta* sp. n., *Schmidtites* sp. n.

Obolus sp. n. по всей вероятности вид, который еще А. Миквицем, а также А. Эпиком, определен как *O. triangularis* (Mickwitz, 1896, S. 147; Örik, 1956, p. 99). По нашему мнению, это — новый вид, который отличается от других видов рода тонкой концентрической скульптурой, относительно большими и толстыми раковинами. Наиболее сходен он с *O. triangularis*. Фрагменты раковин нового вида появляются непосредственно в базальном конгломерате юльгазеской пачки (напр. в стратотипе пачки, в обнажениях у реки Ягала и реки Пирита), и довольно часто встречаются по всему разрезу пачки до верхов последней. Наличие в пачке *Obolus apollinis* (см. Örik, 1930) вызывает сомнения и требует уточнения.

Род *Conotreta* в юльгазеской пачке представлен, по меньшей мере, одним новым видом. В работах А. Эпика он именовался как *Acrotreta*. Сущность рода *Acrotreta* в настоящее время не ясна. Оригинальный материал С. Куторги, выделившего этот род, потерян, а нового топотипического материала нет (см. Горянский, 1969). Поэтому нам представляется правильным пользоваться более поздним названием *Conotreta* Walcott, 1889. В юльгазеской пачке представители этого рода встречаются, по-видимому, только в нижней части пачки и найдены А. Эпиком только из обнажений в парке Кадриорг в г. Таллине. Нового материала в нашем распоряжении нет.

Род *Schmidtites* в юльгазеской пачке впервые установлен А. Миквицем (Mickwitz, 1896, S. 163) в обнажении на глинте у Юльгазе. Он относил найденные экземпляры к виду *Schmidtites celatus*. Позднее А. Эпиком в обнажениях в парке Кадриорг (по всему разрезу), у с. Иру и Виймси (в верхней части пачки) были найдены очень мелкие створки, относимые им в качестве нового вида к роду *Lingulella* (напр. Örik, 1930, 1956).

После предварительного изучения материала А. Эпика, а также многочисленных целых створок, собранных в последнее время, можно сделать вывод, что экземпляры, отнесенные А. Эпиком к роду *Lingulella*, в действительности относятся к новому виду рода *Schmidtites*. От типа рода *S. celatus* этот новый вид отличается очень мелкой раковиной удлиненного очертания и более простым внутренним строением. Новый вид встречается во всех слоях пачки от низов до верхней границы и найден во многих обнажениях и ядрах скважин.

В верхах пачки, вероятно, встречается и *Schmidtites celatus*, целые раковины которой найдены в ядрах некоторых скважин. Этот материал требует, однако, дополнительного изучения.

Наконец, несколько слов о распространении родов *Obolus*, *Conotreta* и *Schmidtites*.

Obolus известен в Балтоскандии из базального конгломерата ордовика на о. Эланд (Tjernvik, 1956). В Северной Америке этот род, по-видимому, появлялся еще в среднем кембрии, а из

верхнего кембрия Польши известны отпечатки створок очень плохой сохранностью, относимые к роду *Obolus* (Orłowski, 1968).

Conotreta встречается в Северной Америке и Европе только в ордовикских отложениях. В пределах Восточной Европы он известен в Эстонии, Польше и западной части Псковской области (см. Горянский, 1969).

Schmidtites является эндемиком Балтоскандии. Кроме Эстонии и Ленинградской области он установлен и в Польше (см. Горянский, 1969). Все находки сделаны в тремадокских отложениях.

Из вышесказанного можно заключить, что брахиоподовая фауна юльгазеских слоев немногочислена, а все известные виды являются новыми и требуют монографического изучения. Тем не менее — общий облик этой фауны ордовикский. С вышележащими маардускими слоями фауна юльгазеской пачки связана двумя общими родами (может быть и видами).

Конодонты пачки пока не изучены. Неясна и сущность указанных А. Миквицем (Mickwitz, 1896) проблематических «Maardeborgsten», которые А. Эпик нашел в юльгазеских слоях (по рукописи А. Эпика). По *Hyalolithus* sp. новых находок нет, в коллекции А. Эпика их найти не удалось.

ЛИТЕРАТУРА

- Горянский В. Ю. Беззамковые брахиоподы кембрийских и ордовикских отложений северо-запада Русской платформы. Л., изд. «Недра», 1969.
- Лоог А. О литологии тискреской свиты. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Таллин, 1964.
- Лоог А., Кивимяги Э. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонии. Изв. АН ЭССР. Химия. Геология. № 4. 1968.
- Мююрисепи К. Характеристика нижней границы пакерортского горизонта от мыса Пакерорт до реки Сясь. Труды Института геологий АН ЭССР. вып. 3. Таллин, 1958.
- Мююрисепи К. Литостратиграфия пакерортского горизонта в Эстонской ССР по данным обнажений. Труды Института геологии АН ЭССР, вып. 5. Таллин, 1960.
- Янкаускас Т., Пашкявичене Л. Микропалеонтологическая характеристика юльгазеской пачки тремадока Эстонии. Изв. АН ЭССР. Химия. Геология. № 1. 1972.
- Loog A. Tiskre kihistu ja ülgase ning maardu kihistiku kivimite granulomeetrilisest ja mineraloogilisest koostisest. ENSV TA Toimetised, XII köide, füüs.-mat. ja tehn. seeria. Nr. 3. 1963.
- Mickwitz A. Über die Brachiopodengattung *Obolus* Eichwald. Mem. Acad. Sci. St.-Petersb., sér. 8, vol. 4, nr. 2. 1896.
- Orłowski S. Upper Cambrian fauna of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, vol. XVIII, nr. 2. 1968.
- Tjernvik T. On the Early Ordovician of Sweden. Public. from the Palaeontological Institution of the University of Uppsala, nr. 9. 1956.
- Walcott Ch. Cambrian Brachiopoda. Monogr. U.S. Geol. Surv., vol. 51. 1912.
- Õpik A. Der estländische Obolenphosphorit. Tartu Ülik. Geol. Inst. toim., Nr. 18. Tartu, 1929.

- Õpik A. Brachiopoda Protremata der estländischen ordovizischen Kukruse-Stufe. Acta et comm. Univ. Tartuensis A XVII, 1; Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu Nr. 20. Tartu, 1930.
- Õpik A. Das ostbaltische Kambrosilur. In Bubnoif, S.: Fennosarmatia. Akademie Verlag, Berlin, 1952.
- Õpik A. Cambrian (Lower Cambrian) of Estonia. XX Congreso Geológico Internacional. El sistema cambrico. Mexico, 1956.

ÜLGASE KIHISTIKU (PÕHJA-EESTI ALAM-TREMADOC) GEOLOOGIAST JA FAUNAST

A. Rõõmusoks, A. Loog, E. Kivimägi

Resümee

Kihistik koosneb kvarts-aleuoliitidest ja liivakividest. Nii alumine kui ka ülemine piir on paljandites hästi jälgitavad, kuna nad kujutavad endast ebatasaseid kulutuspinde, millel esineb veeriseid. Ülgase kihistik erineb lamamist ja lasumist granulomeetriselt koostiselt ning siin ei esine ka diktüoneema argilliidi vahekihte, nagu lasuvas maardu kihistikus. Kihistik levib vaid piiratud alal Põhja-Eestis. Tema paksus ei ületa 7 m. Lukuta brahhiopoodide detailse uurimise tulemusel selgus, et ülgase kihistikus esinevad liigid on kõik uued: *Obolus* sp. n., *Conotreta* sp. n., *Schmidites* sp. n. Nende põhjal võib teha järelduse, et ülgase kihistik kuulub alam-tremadoci.

ON THE GEOLOGY AND FAUNA OF THE ÜLGASE MEMBER (LOWERMOST TREMADOC OF NORTH ESTONIA)

A. Rõõmusoks, A. Loog, E. Kivimägi

Summary

The Ülgase member consists of gray quartzaleurolites and sandstones. The lower and upper boundaries of the member are distinct, with an erosional surface and pebbles.

Granulometrically the Ülgase rocks are different from the overlying and underlying ones, and there are no intercalations of graptolitic shales as in the overlying Maardu member. The Ülgase member occurs in a limited area in North Estonia. The thickness of the member amounts to 7 m. *Obolus* sp. n., *Conotreta* sp. n. and *Schmidites* sp. n. that have recently been recorded from the Ülgase beds suggest the Early Tremadocian age of the member in question.

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПИРГУСКОГО ГОРИЗОНТА В ЮЖНОЙ ЭСТОНИИ

А. Ораспыльд

Первые данные по пиргускому горизонту в Южной Эстонии получены в связи с комплексной геолого-гидрогеологической съемкой в шестидесятых годах настоящего столетия. В печати появилось пока немного работ (Каяк, 1962; Мянниль, 1966; Мянниль и др. 1968), в которых изложены лишь более общие данные по пиргускому горизонту.

Пиргуский горизонт литологически в Южной Эстонии изучен нами неравномерно. Вещественный состав и структура пород горизонта более подробно изучены только в разрезах скважин Пярну, Отепя, Каагвере (автором настоящей статьи) и Вильянди (Э. Кирс).

Данные о литологии пиргуского горизонта более южных районов Эстонии (скв. Икла, Хяэдемеэсте, Абья, Хольдре, Карула) получены прежде всего из отчетов о комплексной геолого-гидрогеологической съемке разных частей Южной Эстонии, а также от научного сотрудника Института геологии АН ЭССР Р. Эйнасто (скв. Карула) и от геолога Управления геологии СМ ЭССР П. Вингиссаара (скв. Икла).

Керновый материал для изучения был представлен геологами Управления геологии СМ ЭССР К. Каяк и Э. Кала.

Полезные советы и указания автор получил от доктора геол. наук Р. Мянниля и научного сотрудника Р. Эйнасто (Институт геологии АН ЭССР), и от профессора А. Рыымусокса (Тартуский государственный университет).

Автор считает своим долгом выразить всем вышеупомянутым лицам искреннюю признательность.

Границы горизонта. Так как пиргуский горизонт, а также ниже- и вышележащие слои в Южной Эстонии палеонтологически недостаточно изучены, то установление нижней и верхней границ горизонта осуществляется до сих пор в основном по литологическим признакам.

Пиргуский горизонт в Южной Эстонии литологически довольно однороден и сложен в основном красновато-коричневыми или серыми и зеленовато-серыми глинистыми известняками и известковыми мергелями.

Нижняя граница горизонта литологически четкая. В северной части полосы распространения красновато-коричневых пород подстилающие слои представлены серым детритистым известковым мергелем (скв. Пярну) или серым, сильно глинистым известняком (скв. Выхма) тудулиннаской пачки вормсиского горизонта. В разрезах скважин Лаэва и Каагвере пиргуский горизонт подстилается серым или темно-серым глинистым мергелем, который, по нашему мнению, уже не представляет типичной тудулиннаской пачки. В скважинах Отепя и Икла, непосредственно под породами красновато-коричневого цвета, встречается серый микро- и тонкокристаллический глинистый известняк, но в общем подстилающие слои в этих разрезах сложены темно-серым глинистым мергелем (или домеритом) с отдельными прослоями почти черного аргиллита (скв. Отепя, Икла). Во всех остальных разрезах пиргуский горизонт подстилается темно-серым до черного глинистым домеритом (местами с прослоями аргиллита). Эти глинистые мергели (или домериты) с прослоями аргиллита относятся к вормсискому горизонту (Мянниль, 1966). Литологически они, с одной стороны, довольно сходны с породами фяксской свиты, но с другой стороны, имеют признаки (цвет и местами более высокая карбонатность), которые характерны для тудулиннаской пачки.

В разрезе скважины Вильянди под красновато-коричневыми породами в интервале 308,5—311,4 м встречается еще толща серовато-желтых и светло-серых микро- и скрытокристаллических известняков с комковатой текстурой, которую мы условно относим к пиргускому горизонту. В других разрезах такие породы отсутствуют. Названные известняки подстилаются также глинистым мергелем вормсиского горизонта.

Верхняя граница горизонта в Южной Эстонии выражена литологически неясно, так как покрывающими слоями часто являются серые глинистые известняки и известковые мергели поркуниского горизонта (Мянниль, 1966; Мянниль и др., 1968; Ораспыльд, 1975). Местами эта граница представлена поверхностью перерыва, над которой залегают известковый мергель (скв. Селисте) или салдусская пачка поркуниского горизонта (скв. Вильянди), которая залегает на пиргуском горизонте и в разрезах скважин Хяэдемеесте и Ристикюла (см. Ораспыльд, 1975).

Мощность горизонта в Южной Эстонии по буровым скважинам следующая (рис. 1):

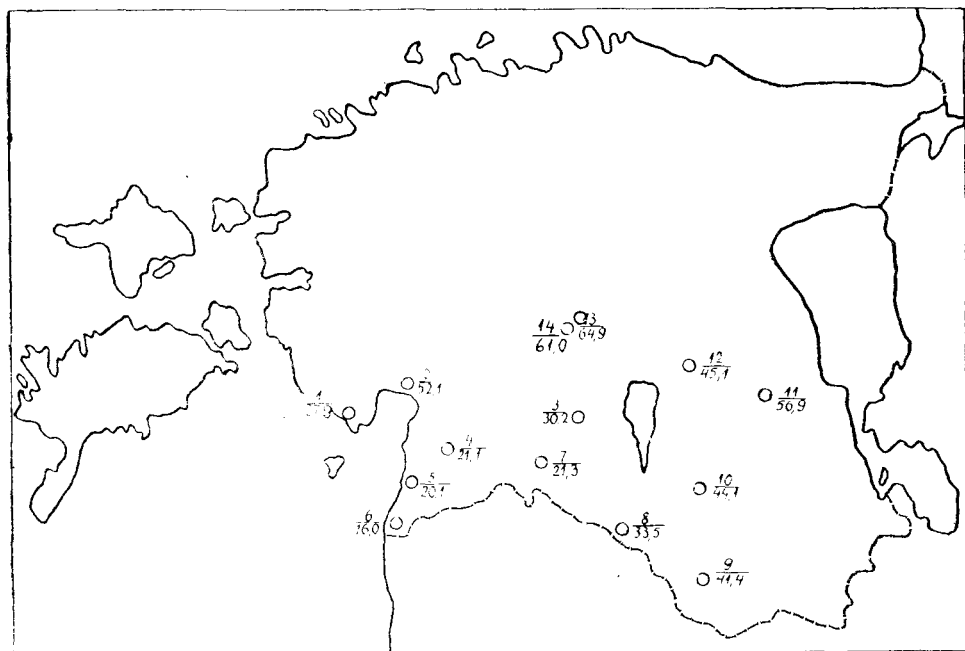


Рис. 1. Распределение мощности пиргуского горизонта в Южной Эстонии. Буровые скважины: 1 — Селисте, 2 — Пярну, 3 — Вильянди, 4 — Ристикюла, 5 — Хяэдемеэсте, 6 — Икла, 7 — Абья, 8 — Хольдре, 9 — Карула, 10 — Отепя, 11 — Каагвере, 12 — Лаэва, 13 — Коксвере, 14 — Выхма. В числителе порядковый номер, в знаменателе — мощность горизонта.

Пярну	— 52,1 м (256,9—309,0 м)
Селисте	— 27,9 м (346,9—374,8 м)
Вильянди	— 30,2 м (281,2—311,4 м)
Ристикюла	— 21,1 м (372,6—393,7 м)
Хяэдемеэсте	— 20,1 м (429,0—449,1 м)
Абья	— 21,3 м (369,6—390,9 м)
Икла	— 16,0 м (539,6—555,6 м)
Хольдре	— 33,5 м (441,5—475,0 м)
Карула	— 41,4 м (327,3—338,7 м)
Отепя	— 44,1 м (378,2—422,3 м)
Каагвере	— 56,9 м (197,9—244,8 м)
Лаэва	— 45,2 м (159,9—205,1 м)

Мощность пиргуского горизонта значительно уменьшается с востока на запад. Исключением является только разрез скважины Пярну, находящийся в пределах полосы с более значительной мощностью пиргуского горизонта.

Подразделение. Пиргуский горизонт подразделяется в Южной Эстонии на две части: нижняя часть представлена юнсторпской свитой (Мянниль, 1966; Мянниль и др., 1968), верхняя

отнесена нами к халликуской пачке. Последняя впервые выделена А. Рымусоксом (1960) в восточной части Средней Эстонии в качестве пачки мергелей, которую он в 1966 году назвал халликуской пачкой¹. По А. Рымусоксу халликуская пачка сложена в названном районе серыми и зеленовато-серыми сильно глинистыми известняками и темно-серыми мергелями. Названные отложения вскрыты с бурением и в других местах Средней Эстонии (скв. Паламузе, Кабала, Пилиствере, Коксвере, Тоотси, Аре) и распространены широко и в Южной Эстонии.

В разрезах скважин Пярну и Лаэва в самой верхней части горизонта нами условно выделена еще адилаская пачка, которая в основном распространена в Северной Эстонии (см. Рымусокс, 1967).

Юнсторпская свита

Породы юнсторпской свиты по своему красновато-коричневому цвету отличаются как от подстилающих, так и от покрывающих пород.

Мощность свиты на территории Эстонии по буровым скважинам следующая (рис. 2):

Селисте	— 15,1 м (359,7—374,8 м)
Пярну	— 12,8 м (296,2—309,0 м) ²
Вильянди	— 5,9 м (302,6—308,5 м)
Ристикюла	— 13,3 м (380,4—393,7 м)
Хяэдемеэсте	— 17,0 м (432,1—449,1 м)
Икла	— 14,1 м (541,5—555,6 м)
Абья	— 18,6 м (372,3—390,9 м)
Хольдре	— 16,5 м (458,5—475,0 м)
Карула	— 14,4 м (354,3—368,7 м)
Отепя	— 13,7 м (408,6—422,3 м)
Каагвере	— 12,3 м (232,5—244,8 м)
Лаэва	— 13,9 м (191,2—205,1 м)

В разрезе скважины Выхма пиргуский горизонт представлен в основном биогермными известняками. Типичные для юнсторпской свиты породы встречаются только в самой нижней части разреза в интервале 191,6—195,4 м. В настоящее время неясно стратиграфическое положение темно-красных, красновато-красных и розовато-серых биогермных известняков (интервал 159,9—191,6 м), которые залегают непосредственно над типичными породами юнсторпской свиты. Выше от рассматриваемого интервала встречаются уже светло-серые и серые биогермные известняки.

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

² В статье Э. Калла и др. (1962) эти породы рассматриваются в составе тудулиннаской пачки.

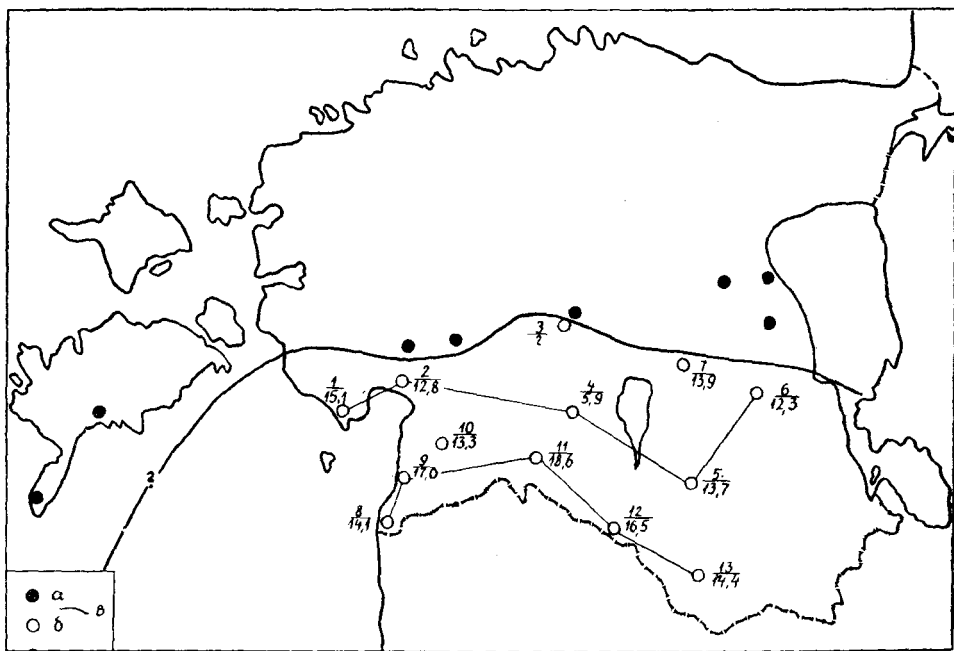


Рис. 2. Распространение юнсторпской свиты в Эстонии. а — скважина, в которой свита отсутствует; б — скважина, в которой свита установлена; в — северная граница распространения свиты. Буровые скважины: 1 — Селисте, 2 — Пярну, 3 — Выхма, 4 — Вильянди, 5 — Отепя, 6 — Каагвере, 7 — Лаэва, 8 — Икла, 9 — Хяэдемеэсте, 10 — Ристикюла, 11 — Абья, 12 — Хольдре, 13 — Карула. В числителе порядковый номер в знаменателе — мощность свиты.

Красновато-коричневыми являются в юнсторпской свите преимущественно известковые мергели, в которых глинистый материал распределен относительно равномерно. Если последний распределен неравномерно, то известковые мергели и глинистые известняки часто пестроцветные. В разрезах юнсторпской свиты встречаются и слои зеленовато-серых карбонатных пород. Например, в разрезе скважины Пярну красновато-коричневые мергели чередуются зеленовато-серыми глинистыми известняками (рис. 3). В разрезе скважины Селисте в юнсторпской свите встречаются также отдельные прослои серого глинистого известняка, с мощностью от 0,1 до 0,6 м.³

В разрезе скважины Лаэва⁴ почти половина объема свиты —

³ Вьярси А., Каяк К. и др. Отчет Южно-Эстонского отряда о комплексной геолого-гидрогеологической съемке юго-западной части Эстонии за 1966—1968 годы. Рукопись. ЭГФ. 1969.

⁴ Каяк К., Каяк Х. и др. Отчет Тартуской партии о комплексной геолого-гидрогеологической съемке юго-восточной части ЭССР за 1959—1962 годы. Рукопись. ЭГФ. 1963.

ПЯРНУ ВИЛЬЯНДИ ОТЕПЯ КААГВЕРЕ

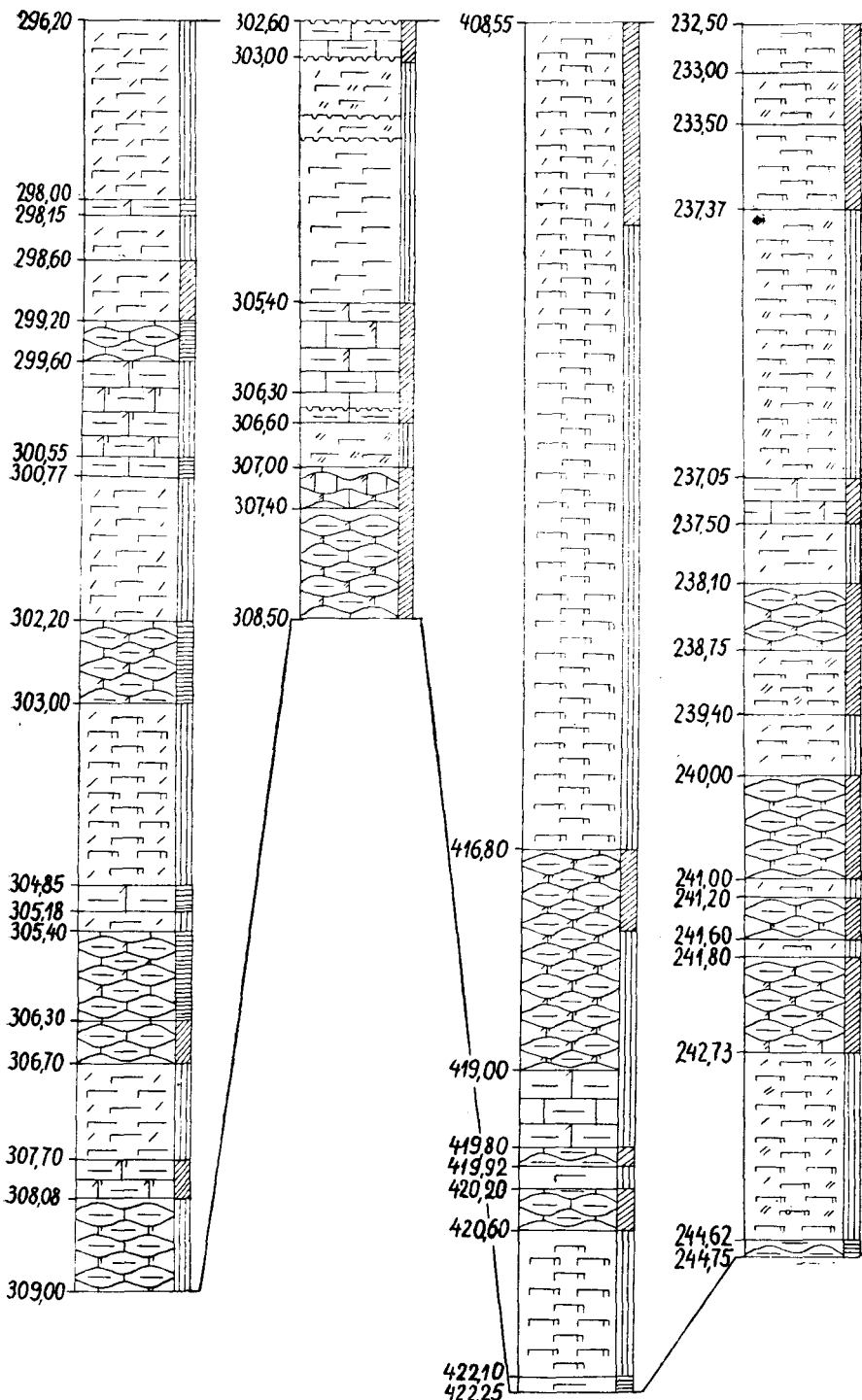


Рис. 3. Разрезы юнсторпской свиты по линии Пярну—Каагвере. Условные обозначения на рис. 7.

красновато-коричневая, другая половина — зеленовато-серая или пестроцветная, причем красновато-коричневые породы присутствуют на разных глубинах (интервал 191,2—193,1 м; интервал 195,9—197,8 м; интервал 198,4—199,8 м и интервал 202,6—203,3 м). В остальных интервалах породы имеют пестроцветный и зеленовато-серый цвет. Более яркие зеленоватые тона, по всей вероятности, обусловлены тонкодисперсным глауконитом.

Комплексы пород желтовато-красновато-коричневого цвета установлены почти во всех разрезах юнсторпской свиты. Интересно отметить, что желтовато-красновато-коричневыми являются преимущественно глинистые известняки. Красновато-коричневый цвет обусловлен гематитом, а желтоватый — гетитом (по рентгеноструктурному определению К. Утсала).

В верхней части разреза (интервал 373,8—376,8 м) скважины Абья⁵ присутствует довольно мощный комплекс зеленовато-серых пород (рис. 4). В других разрезах зеленовато-серые породы представлены обычно в виде прослоев мощностью не выше 10 см.

По содержанию терригенного компонента в юнсторпской свите можно выделить известняки, глинистые известняки и мергели (Вингиссаар и др., 1965), которые в той или иной мере доломитизированы.

По структуре карбонатные породы юнсторпской свиты, а также всего пиргуского горизонта в Южной Эстонии не очень разнообразны. Основная масса пород имеет микро- и тонкокристаллическую структуру (размер кристаллов соответственно 0,01—0,005 мм и 0,05—0,01 мм). Значительно больше варьируются содержание и размеры скелетных фрагментов в составе породы. Чаще присутствует мелкий детрит (величина фрагментов ниже 1 мм). Крупный детрит (величина фрагментов выше 1 мм) в отдельных комплексах преобладает, но обычно имеет второстепенное значение.

По содержанию детрита выделены следующие структурные типы пород: детритистые (содержание детрита от состава породы 10—25%), детритовые (25—50%) и детритные (50%). Наиболее распространенной является детритистая структура.

Известняки, в составе которых содержание нерастворимого остатка незначительное (ниже 10%), установлены только в разрезах скважин Вильянди (интервал 307,0—307,4 м) и Выхма (интервал 191,6—193,8 м). По структуре они микро- и тонкокристаллические, детритовые (или детритные). Количество детрита колеблется. В известняках разреза Выхма содержание детрита выше 50%, причем преобладает крупный детрит. Детрит состоит из фрагментов скелетов иглокожих (в основном), мша-

⁵ Вяярси А., Каяк К. и др. Отчет Вильяндиского отряда о комплексной геолого-гидрогеологической съемке центральной и южной частей ЭССР за 1963—1967 годы. Рукопись. ЭГФ. 1968.

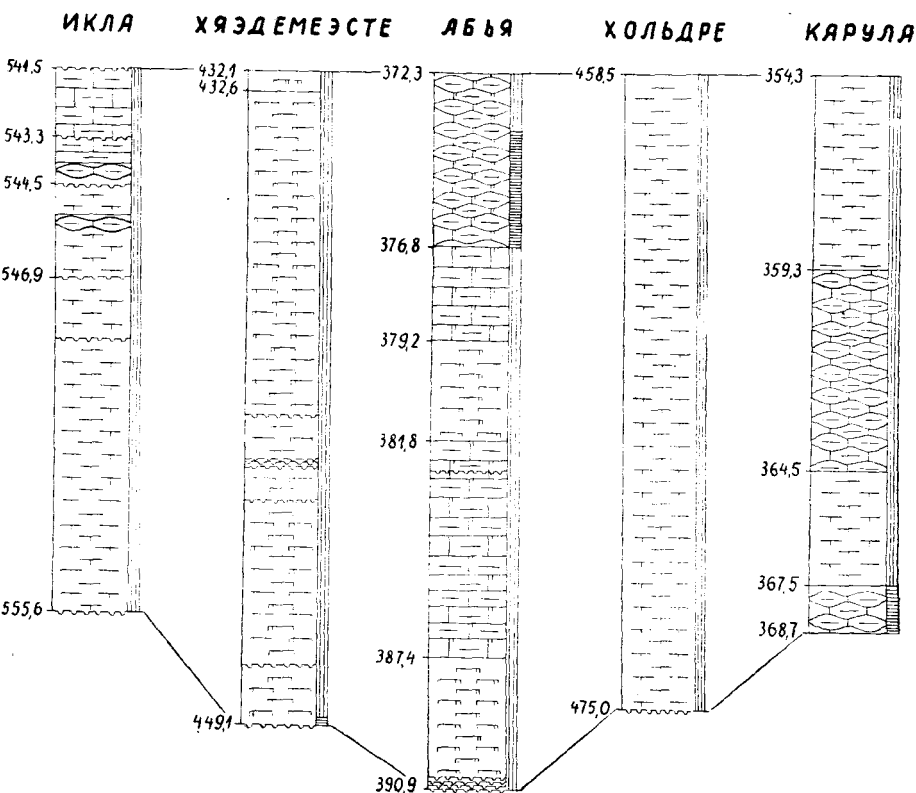


Рис. 4. Разрезы юнсторпской свиты по линии Икла—Карула. Условные обозначения на рис. 7.

нок, брахиопод и др. Текстура известняков полукомковатая или слонстая (см. Ораспыльд, 1964).

Глинистые известняки в юнсторпской свите распространены значительно шире по сравнению с известняками. В разрезах скважин Пярну, Вильянди и Селисте встречаются слабо- и среднеглинистые известняки (содержание глинистого материала соответственно 10—15% и 20—25%), но в разрезе скважины Отепя встречаются только сильноглинистые известняки (содержание глинистого материала 20—25%), а в разрезе скважины Каагвере распространены все три указанные подтипа глинистых известняков.

По структуре глинистые известняки также относительно разнообразны. Наиболее распространенной является тонкокристаллическая мелкодетритистая структура (табл. I, фиг. 1), причем

количество детрита не превышает 20%. Только местами (скважина Пярну в интервалах 299,60—300,55 м, 307,70—308,08 м; скважина Отепя в интервале 416,80—419,00 м) установлена и мелкодетритовая структура. Глинистые известняки с крупно- и мелкодетритовой структурой (количество детрита колеблется от 25 до 33%) присутствуют в разрезах скважин Вильянди (интервал 307,40—308,50 м) и Каагвере (интервал 238,10—238,75 м и 241,80—242,73 м). В разрезе скважины Выхма в интервале 193,8—195,2 м встречается глинистый известняк с содержанием детрита выше 50%.

В составе детрита определены фрагменты скелетов иглокожих (в основном), мшанок, остракод, трилобитов, брахиопод и др. Остатки водорослей присутствуют преимущественно в глинистых известняках разрезов Вильянди и Выхма.

В полукомковатых глинистых известняках глинистое вещество распределено неравномерно и его количество в отношении к карбонатному компоненту варьируется. В слабо- и среднеглинистых известняках, как и в известняках, глинистый материал присутствует в виде тонких неправильных разветвляющихся прослоек или пленок мергеля, толщина которых часто ниже 0,5 см. Частота встречаемости их также колеблется.

Мергели и являются наиболее распространенными породами в юнсторпской свите (рис. 3 и рис. 4).

Количество глинистого вещества в мергелях рассматриваемой свиты свидетельствует о том, что практически встречаются известковые мергели (содержащие глинистого материала 25—50%), причем глинистый материал в них распределен довольно равномерно и поэтому текстура является массивной, но в некоторых маломощных комплексах и комковатой.

Известковые мергели тонкокристаллические, мелкодетритистые или мелко- и крупнодетритистые. Известковые мергели с тонкокристаллической мелкодетритовой структурой встречаются в разрезах скважины Пярну (интервал 296,20—298,00 м) и в разрезе скважины Вильянди (интервал 303,00—305,40 м) с мелко- и крупнодетритовой (табл. 1, фиг. 2) и даже крупнодетритовой (интервал 306,6—307,0 м) структурой.

Кроме детрита в известковых мергелях довольно часто присутствует шлам (скелетные фрагменты величиной ниже 0,1 мм).

Вторичные изменения. Карбонатные породы юнсторпской свиты охвачены доломитизацией относительно слабо. Только в разрезах скважин Ристикюла и Хяэдемеесте мергели превращены в известковистые доломитовые домериты. Перекристаллизация пород также слабо выражена.

Палеонтологическая характеристика. Юнсторпская свита палеонтологически еще недостаточно изучена. По отчетам геолого-гидрогеологической съемки известны следующие виды: *Plectatrypa sulevi* Alich., *Orthambonites lyckholmiensis*

(Wys.), *Boreadorthis crassa* Öpik, «*Sowerbyella*» *rosettana* Henn., *Tretaspis* cf. *seticornis* (His.), *Uhakiella magnifica* Sarv, *Tvaerenella expedita* Sarv, *T. longa pretiosa* Sarv, *Platylolina orbiculata* Sarv, *Oepikella luminosa* Sarv, *Oepikella?* *frequens* (Steusl.), *Tetradella egorovi* Neck., *Leperditella globosa* Sarv, *Disulcina cornuata* (Neck.), *Sigmobolbina plana* (Neck.), *Acodus similis* Rhodes, *Ligonodina delicata* (Branson et Mehl), *Strachanognatus parvus* Rhodes и др. Все названные виды, кроме «*Sowerbyella*» *rosettana* известны также из других пачек пиргуского горизонта. Необходимо еще отметить, что красновато-коричневые породы в Латвии (биржайская пачка, Ульст, Гайлите, 1970) содержат такие виды, как *Tretaspis latilimbata* (Linnars.), «*Brachyaspis*» *laevigata* (Ang.), *Lonchodomas portlocki* (Bass.), «*Sowerbyella*» *rosettana* Henn., *Kinnekuilla hesslandi* Henn. и др., которые, кроме «*Sowerbyella*» *rosettana* до сих пор из юнсторпской свиты в Южной Эстонии не найдены.

Халликуская пачка

Верхняя часть пиргуского горизонта в Южной Эстонии представлена серыми и зеленовато-серыми известковыми мергелями и глинистыми известняками, которые относятся, как уже отмечено, к халликусской пачке.

Глинистые известняки и известковые мергели халликусской пачки на территории Латвии фациально замещаются скрытокристаллическим известняком (паровейская пачка) и красновато-коричневым мергелем (куйлисская пачка) (см. Мянниль и др., 1968; Ульст, Гайлите, 1970). «Языки» названных пород установлены в разрезах скважин Хольдре, Карула и Отепя (см. стр. 25).

Халликуская пачка в южной части Эстонии подстилается красновато-коричневыми породами юнсторпской свиты и покрывается кулдигской или салдусской пачками поркуниского горизонта. Только в разрезах скважин Пярну и Лаэва кровлей халликусской пачки является адилаская пачка.

Мощность халликусской пачки в Южной Эстонии по буровым скважинам следующая (рис. 5):

Селесте	— 12,8 м	(346,9—359,7 м)
Пярну	— 25,8 м	(269,4—296,2 м)
Вильянди	— 21,3 м	(281,4—302,6 м)
Ристикюла	— 7,3 м	(372,6—380,4 м)
Хяэдемезсте	— 3,1 м	(429,0—432,1 м)
Абья	— 2,7 м	(369,6—372,3 м)
Икла	— 1,9 м	(539,6—541,5 м)
Хольдре	— 17,0 м	(441,5—458,5 м)
Карула	— 27,0 м	(327,3—354,3 м)
Отепя	— 30,4 м	(378,2—408,6 м)
Каагвере	— 34,6 м	(197,9—232,5 м)
Лаэва	— 24,7 м	(166,5—191,2 м)

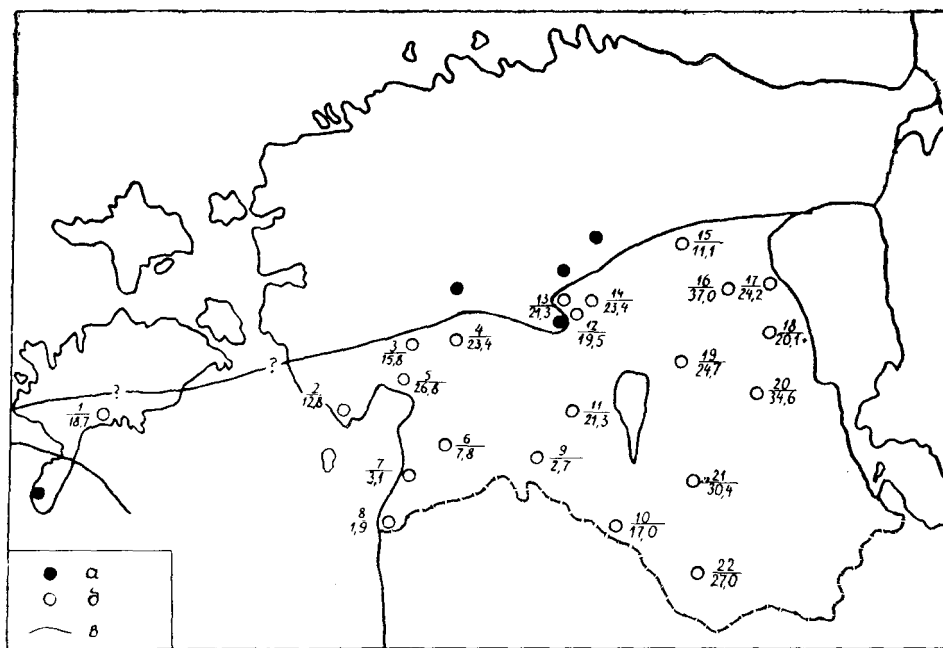


Рис. 5. Распространение халликуской пачки в Эстонии: а — скважина, в которой пачка отсутствует; б — скважина, в которой пачка установлена; в — северная граница распространения пачки. Буровые скважины: 1 — Кингисепп, 2 — Селисте, 3 — Аре, 4 — Тоотси, 5 — Пярну, 6 — Ристикюла, 7 — Хяэдемезесте, 8 — Икла, 9 — Абья, 10 — Хольдре, 11 — Вильянди, 12 — Коквере, 13 — Кабала, 14 — Пилиствере, 15 — Ярв, 16 — Паламузе, 17 — Козе, 18 — Ныва, 19 — Лаэва, 20 — Каагвере, 21 — Отепя, 22 — Карула. В числителе порядковый номер, в знаменателе мощность пачки.

Распределение мощности пачки в Южной Эстонии показывает, что ее уменьшение происходит особенно в юго-западном направлении. Наибольшая мощность пачки отмечена в разрезах скважин Каагвере и Отепя.

Халликуская пачка сложена в основном известковыми мергелями и глинистыми известняками, состав и структура которых под влиянием доломитизации местами несколько изменена.

Породы халликуской пачки серые или зеленовато-серые, и в нижней половине пачки охарактеризованы с фиолетовыми или красновато-коричневыми пятнами (рис. 6 и рис. 7). Кроме того, в верхней части пачки в разрезах скважин Карула (интервал 329,3—330,7 м) и Хольдре (интервал 443,5—444,7 м) присутствует красновато-коричневый мергель с линзами и прослоями известняка. В разрезе скважины Отепя (интервал 378,9—379,2 м) красновато-коричневая и фиолетово-пестроцветная порода пред-

ставлена полукомковатым сильно- и среднеглинистым известняком. Вышеупомянутые красновато-коричневые породы в разрезах скважин Карула, Хольдре и Отепя, очевидно, представляют собой отдельные звенья единого слоя, распространенного в Юго-восточной Эстонии.

Среди серых и зеленовато-серых глинистых известняков встречаются преимущественно сильно- и среднеглинистые подтипы. Слабоглинистый известняк установлен Э. Кирс в разрезе скважины Вильянди в интервале 288,6—289,5 м. В известняке встречаются прослой мергеля толщиной 1—3 см. В разрезе скважины Отепя (интервал 388,35—388,75 м) описан также комплекс слабоглинистого известняка, в котором присутствуют часто неправильные тонкие (1—2 мм) прослойки мергеля, от которых обусловлена полукомковатая текстура комплекса. Структура этих слабоглинистых известняков микро- и тонкокристаллическая.

Особая разновидность слабоглинистого известняка установлена в разрезах скважин Отепя (интервал 384,50—388,1 м) и Карула (интервал 334,5—337,7 м), которой свойственны бежевый цвет и скрыто- и микрокристаллическая (афанитовая) структура и слоистая, полукомковатая текстура. Последняя обусловлена тонкими (1—2 мм) разветвляющимися пленками мергеля, частота которых в пределах комплекса колеблется.

Сильно- и среднеглинистые известняки образуют самостоятельные комплексы или встречаются прослоями среди мергелей. Их структура однородная: преобладают микро- и тонкокристаллические, местами (преимущественно в разрезах скважин Пярну и Вильянди) также детритистые структуры (табл. II, фиг. 1 и 2; табл. III, фиг. 1 и 2).

Известковые мергели с микро- и тонкокристаллической структурой являются в халликуской пачке самыми распространенными (рис. 6 и рис. 7; табл. IV, фиг. 1 и 2). Содержание детрита в них обычно незначительно. Только в мергелях разрезов скважин Пярну и Вильянди его количество увеличено до 23% или даже несколько выше 25%.

Состав детрита в глинистых известняках и мергелях более или менее одинаковый. Преобладают скелетные фрагменты иглокожих. Значительно реже установлены фрагменты скелетов мшанок, остракод, брахиопод, трилобитов, водорослей и др.

Еще следует отметить, что в самой нижней части пачки в разрезе скважины Пярну (интервал 291,1—296,2 м) присутствуют зерна глауконита величиной 0,3—0,1 мм (см. рис. 6).

По отчетам комплексной геолого-гидрогеологической съемки в халликуской пачке найдены *«Illaenus» roemeri* Volb., *Plectatrypa* cf. *sulevi* Alich., *Orbignyella* cf. *baltica* Bassl., *Pachydictya bifurcata* (Hall), *Lichenalia* cf. *concentrica* (Hall), *Ulrichia?* *tapaensis* Sarv, *Tvaerenella longa pretiosa* Sarv, *Tv. expedita* Sarv,

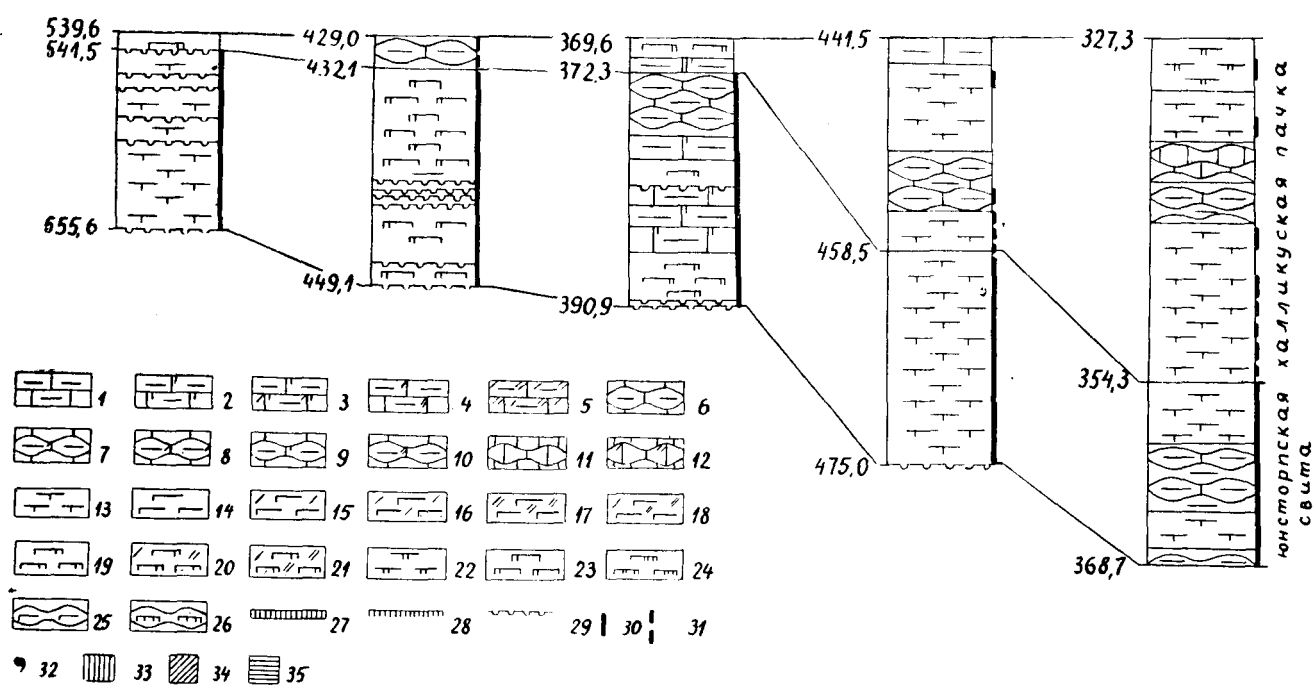


Рис. 7. Сопоставление разрезов пиргуского горизонта по линии Икла—Карула. Условные обозначения: 1 — глинистый известняк, 2 — глинистый доломитистый известняк, 3 — то же с мелкодетритовой структурой, 4 — глинистый мелко- и крупнодетритистый известняк, 5 — глинистый мелко- и крупнодетритистый известняк, 6 — глинистый известняк с полукомковатой текстурой, 7 — то же с мелкодетритистой структурой, 8 — то же с мелко- и крупнодетритистой структурой, 9 — глинистый доломитистый известняк с полукомковатой текстурой, 10 — глинистый крупнодетритистый известняк с комковатой текстурой, 11 — скрытокристаллический (афанитовый) известняк, 12 — то же с мелко- и крупнодетритистой структурой, 13 — мергель, 14 — известковый мергель, 15 — то же с мелкодетритистой структурой, 16 — то же с мелкодетритистой структурой, 17 — то же с мелко- и крупнодетритистой структурой, 19 — доломитистый известковый мергель, 20 — то же с мелко- и крупнодетритистой структурой, 21 — то же с мелко- и крупнодетритистой структурой, 22 — домерит, 23 — известковый доломитовый домерит, 24 — известковый домерит, 25 — полукомковатый известковый мергель, 26 — комковатый доломитовый известковый мергель, 27 — более мощный прослой метабентонита, 28 — тонкий слой метабентонита, 29 — поверхность перерыва, 30 — красновато-коричневые породы юнсторпской свиты, 31 — породы с фиолетовыми или красновато-коричневыми пятнами, 32 — глауконит, 33 — красновато-коричневые породы, 34 — пестроцветные и желтовато-красновато-коричневые породы, 35 — серые и зеленовато-серые породы.

Uhakiella magnifica Sarv, *Leperditella globosa* Sarv, *Steusloffina cuneata* (Steusloff), *Disulcina cornuta* (Neck.), *Tetradella egorowi* Neck., *Hisingerella nitens* (His.), *Oepikella luminosa* Sarv, *Platybolbina orbiculata* Sarv и др.

Адилаская пачка

Адилаская пачка распространена в основном в Северной Эстонии⁶. В средней части Эстонии, в связи с увеличением глинистого материала во всех типах пород пиргуского горизонта, породы адилаской пачки уже трудно отличить от пород других пачек, распространенных на той же площади. Поэтому в разрезах скважин Пярну (интервал 256,9—269,4 м) и Лаэва (интервал 159,9—166,5 м) адилаская пачка выделена нами условно. Она подстилается халликуской пачкой и покрывается породами поркуниского горизонта. Соответствующие слои в разрезе скважины Пярну представлены преимущественно серым глинистым доломитистым известняком тонко- и микрокристаллической, местами мелкодетритистой или шламовой структурой. Среди глинистого известняка встречаются прослои известкового мергеля мощностью в 2—8 см. Текстура пород среднеслоистая. В разрезе скважины Лаэва адилаская пачка сложена глинистым доломитизированным известняком и доломитизированным известковым мергелем (обычно в виде прослоев).

ОБ УСЛОВИЯХ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ПИРГУСКОЕ ВРЕМЯ В ЮЖНОЙ ЭСТОНИИ

Красноцветные отложения ордовика Средней Прибалтики, в том числе и отложения юнсторпской свиты, рассматриваются Р. Мяннилем (1966) в качестве относительно глубоководных осадков, накопление которых происходило в окислительной среде. Об относительной глубоководности бассейна говорит и довольно высокое содержание глинистого материала в составе пород. Но следует отметить, что глубина бассейна во время образования отложений юнсторпской свиты в Эстонии была неодинаковой. Об этом свидетельствуют прерывистое осадконакопление (см. поверхности перерыва на рис. 6 и 7), особенно в юго-западной Эстонии, изменение состава карбонатных отложений и местами повышенное содержание детрита. Более постоянные фациальные условия существовали, по-видимому, в самой южной части Эстонии, где накопились более глинистые известковые илы (мер-

⁶ См. сноску на стр. 17.

гелей). В этой части происходило, по всей вероятности, также более постоянное опускание дна бассейна (по данным мощностей). Очевидно в начале пиргуского времени в окрестностях города Вильянди отлагались, в отличие от других районов Южной Эстонии, светло-серые очень тонкозернистые известковые илы (рис. 6). Кроме того, образование отложений юнсторпской свиты произошло здесь вообще в относительно мелководных условиях, при которых опускание дна временно прекратилось или даже заменилось поднятием (наименьшая мощность юнсторпской свиты, поверхности перерыва). Можно предполагать, что изменения в характере колебательных движений происходили и в других местах Южной Эстонии, особенно в первой половине юнсторпского времени. Об этом свидетельствует чередование слоев известковых мергелей с глинистыми известняками (см. рис. 3). В Восточной Эстонии образовались мелкодетритистые (местами мелко- и крупнодетритистые) более или менее глинистые известковые осадки. В крайней юго-западной части территории происходило накопление более глинистых, но местами детритистых или даже детритовых известковых отложений. В окрестностях г. Вильянди отлагались главным образом менее глинистые или чистые мелко- и крупнодетритовые карбонатные илы. Относительное обилие детрита в этом районе связано, по-видимому, с уменьшением глубины, в связи с чем дно бассейна было населено многочисленными иглокожими и другими организмами (мшанками, брахиоподами, трилобитами, остракодами и др.). Следует предполагать, что это время было и началом образования рифа (или рифов?) в окрестностях пос. Выхма. Типичные глинисто-карбонатные отложения юнсторпской свиты в том же районе богаты детритом скелетов иглокожих. В окрестностях г. Пярну происходило отложение более или менее глинистых мелкодетритистых (реже мелкодетритовых) известковых осадков.

Во второй половине юнсторпского времени, в связи с выравниванием глубины или рельефа дна морского бассейна в Южной Эстонии, распределение осадков изменилось. Почти везде отлагались более глинистые и местами мелкодетритистые (или мелкодетритовые) осадки. Только в северной части полосы распространения юнсторпской свиты, в окрестностях пос. Селисте и пос. Лаэва, отлагались менее глинистые детритовые известковые илы, а в окрестностях пос. Выхма, очевидно в самых мелководных условиях, чистые детритовые карбонатные осадки и происходило рифообразование. Рифостроящими организмами были водоросли и мшанки, с которыми вместе обитались также иглокожие.

Условия осадконакопления, существующие в Южной Эстонии во второй половине юнсторпского времени, сохранились в общих чертах и в халликуском времени, и поэтому происходило отложение преимущественно более глинистых карбонатных отложений (известковые мергели). Очевидно погружение морского дна про-

исходило постоянно в восточной части Южной Эстонии и в окрестностях г. Пярну, где накопились отложения в значительной мощности. В юго-западной Эстонии, наоборот, погружение было незначительное или заменилось поднятием. Об этом свидетельствует наименьшая мощность халликуской пачки в этом районе (рис. 7).

В рассматриваемом отрезке времени отлагались главным образом более глинистые, местами мелкодетритистые карбонатные илы (сильноглинистые известняки и известковые мергели).

Морское дно было населено организмами, частота встречаемости которых была незначительная (за исключением окрестностей Вильянди и Пярну).

Наличие фиолетовых и красновато-коричневых пятен, особенно в нижней части халликуской пачки, присутствие слоев красновато-коричневых глинисто-карбонатных отложений и желтовато-серых афанитовых известняков в верхней части пачки, свидетельствуют о кратковременном существовании в Южной Эстонии условий осадконакопления, господствовавших в лиргуское время в Средней и Южной Прибалтике (см. Мянниль, 1963; Мянниль, 1966; Лапинскас, 1968, 1970).

ЛИТЕРАТУРА

- Вингиссаар П. А., Ораспыльд А. Л., Эйнасто Р. Э., Юргенсон Э. А. Единая классификация и легенда карбонатных пород. Таллин, 1965.
- Кала Э. А., Менс К. А., Ундритс Л. А. Стратиграфическая характеристика разреза скважины Пярну. Труды Института геологии АН ЭССР, вып. X, Таллин, 1962.
- Каяк К. Ф. К геологии Юго-Восточной Эстонии (по данным глубокого бурения). Труды Института геологии АН ЭССР, вып. 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.
- Мянниль Р. М. Биостратиграфическое обоснование расчленения ордовикских отложений Западной Латвии. Труды Института геологии АН ЭССР, вып. XIII, Таллин, 1963.
- Мянниль Р. М. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, изд. «Валгус», 1966.
- Мянниль Р. М., Пылма Л. Я., Хинтс Л. М. Стратиграфия вирусских и харьюских отложений (ордовик Средней Прибалтики). В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, изд. «Минтис», 1968.
- Ораспыльд А. Л. О некоторых текстурах карбонатных пород харьюской серии (верхнего ордовика) в Эстонии. Уч. зап. ТГУ, вып. 153. Труды по геологии II. Тарту, 1964.
- Ораспыльд А. Л. Литология поркуниского горизонта в Эстонии. Уч. зап. ТГУ, вып. 359. Труды по геологии VII. Тарту, 1975.

- Рыбусокс А. К. Ордовикская система. В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. М., 1960.
- Рыбусокс А. К. Стратиграфия вируской и харьюской серии (ордовик) Северной Эстонии. Автореферат докторской диссертации. Институт геологии АН СССР. Москва—Тарту, 1967.
- 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.

PIRGU LADEME LITOOLOGILINE ISELOOMUSTUS LÕUNA-EESTIS

A. Oraspõld

Resümee

Litosratigraafiliselt võib pirgu ladet Lõuna-Eestis jagada kaheks: alumine osa on tuntud jonstropi kihistuna (Мянниль, 1966; Мянниль и др., 1968), kuna ülemine osa paigutatakse autori poolt halliku kihistikku. Viimane on esmakordselt eristatud A. Rõõmusoksa poolt (Рыбусокс, 1960) Kesk-Eesti idaosas merglite kihistikuna, mille ta 1966. a. nimetas ümber halliku kihistikuks.

Jonstorpi kihistut iseloomustavad peamiselt poolmuguljad või kihilised punakaspruunid ja kollakas-punakas-pruunid pisikristallilised savikad lubjakivid ja lubimerglid, milles leidub ka samasuguste kivimite rohekashalle vahekihte. Kihistu esineb vaid Lõuna-Eestis (vt. joon. 2). Kihistu paksus on suhteliselt püsiv (12,3—18,6 m). Paleontoloogiliselt on jonstorpi kihistu seni nõrgalt uuritud.

Halliku kihistik (joon. 5) koosneb Lõuna-Eestis peamiselt hallidest ja rohekashallidest mikro- ja pisikristallilistest, osalt peenedetriidilistest lubimerglitest (valdavad) ja savikatest lubjakividest. Kihistiku paksus kõigub 1,9—34,6 m-ni, kusjuures kõige väiksem on see Edela-Eestis (vt. joon. 1, puuraugud nr. 1, 6 ja 7). Ka halliku kihistik on seni paleontoloogiliselt halvasti uuritud.

Pirgu eal on setete kuhjumine Lõuna-Eestis toimunud madal mere sügavamas osas, millest annab tunnistust karbonaatkivimite suhteliselt kõrge savimaterjali sisaldus. Kuid on tõenäoline, et bassein sügavus pirgu ea jooksul ei olnud kõikjal siiski ühesugune. Võib arvata, et sügavus vähenes pirgu ea kestel eriti Edela-Eestis ja koos sellega muutusid ka setete kujunemise tingimused. Settimine võis siin ajuti ka hoopis katkeda.

LITHOLOGY OF THE PIRGU STAGE IN SOUTH ESTONIA

A. Oraspõld

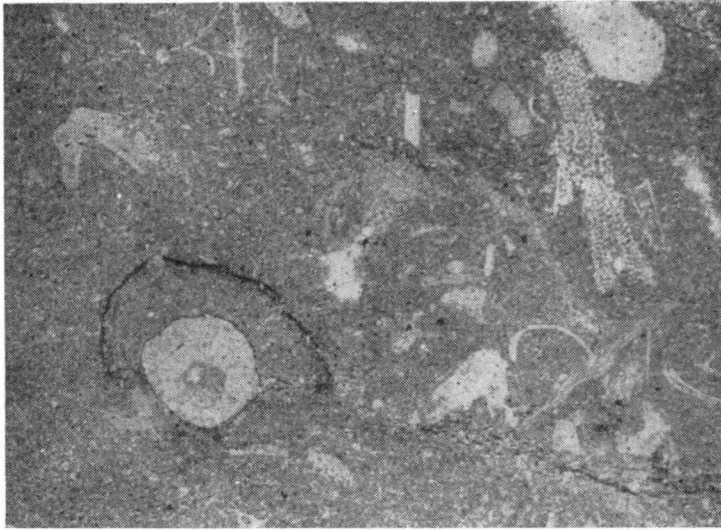
Summary

The Pirgu Stage in South Estonia can lithostratigraphically be divided into two parts: the lower part, known as Jonstorp formation (Мяньниль 1966; Мяньниль, Пылма, Хинтс 1968) and the upper part, located by the author in the Halliku member. The latter was first observed by A. Rõõmusoks (Рыымусокс 1960) in the eastern part of Central Estonia as a marl-member. In 1966 it was by A. Rõõmusoks renamed Halliku-member.

The Jonstorp formation is represented mainly by semi-nodular or layered reddish-brown and yellowish-reddish-brown finely crystalline and fine detritic clayey limestones and calcareous marls containing greenish-grey interlayers of analogous rocks. The formation is distributed only in the southern part of Estonia (Fig. 2). The thickness of the formation is relatively constant (12.3—18.6 m). The paleontological investigation of the Jonstorp formation has been very superficial up to now.

The Halliku-member in South Estonia consists mainly of grey and greenish-grey micro and finely crystalline, partly fine detritic calcareous marls (prevailing) and clayey limestones. The thickness of the member ranges from 1.9 m to 34.6 m. The minimal thickness can be noticed in South-Western Estonia (Fig. 1, boreholes Nos. 1, 6 and 7). Paleontologically the Halliku member is also insufficiently investigated.

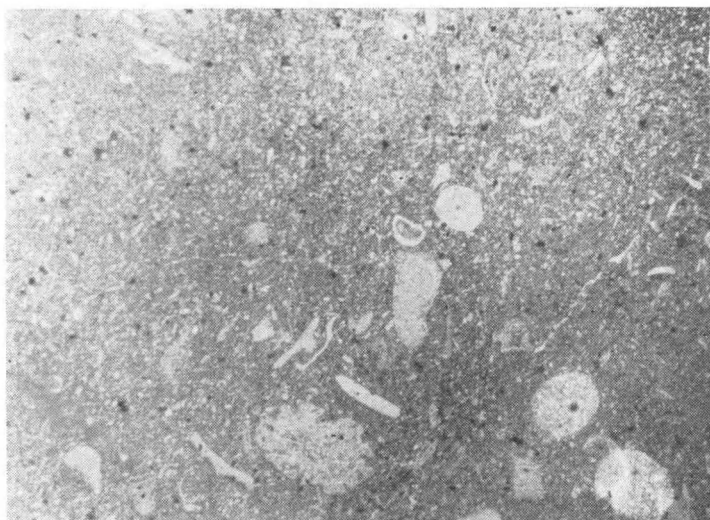
The accumulation of sediments in the Pirguan time took place in a deeper part of the shallow sea. It has been proved by a relatively high content of clay material. It is very likely that the depth of the sea in the Pirguan time was not equal everywhere. Presumably the deepness, of the basin diminished during the time, especially in South-Western Estonia, causing changes in sedimentation conditions. There was a break up of sedimentation from time to time.



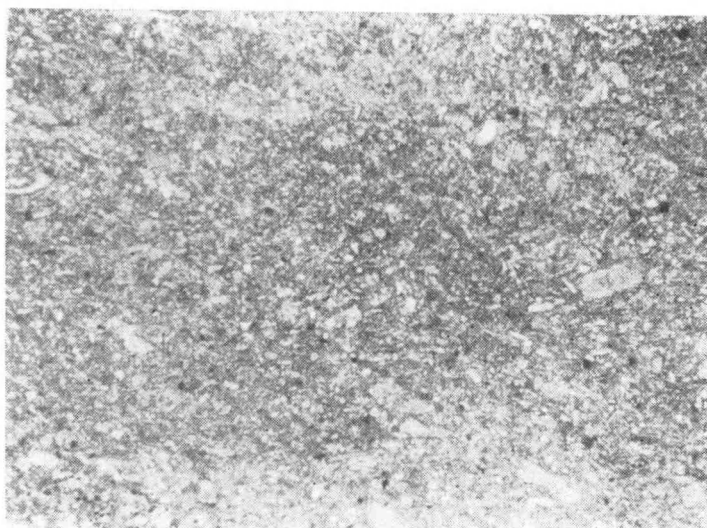
Фиг. 1. Среднеглинистый известняк с микро- и тонкокристаллической, мелко- и крупнодетритистой структурой и с лимонитизированными пятнами и полосами (черные). Скв. Вильянди, глуб. 305,7; юнсторпская свита. Шлиф, $\times 16$.



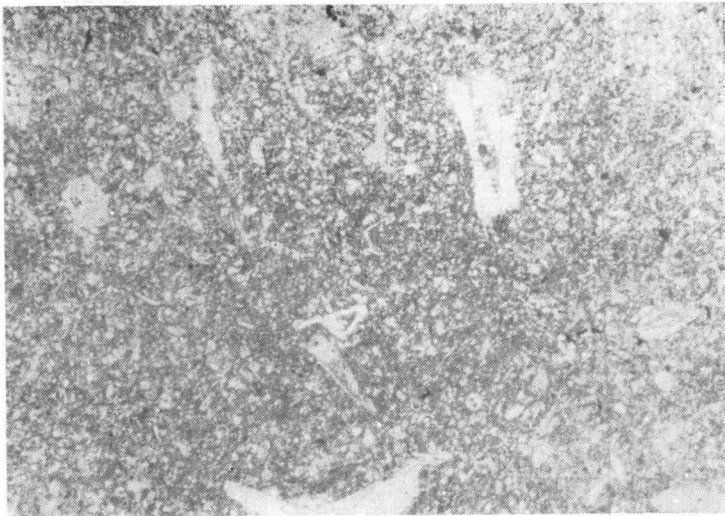
Фиг. 2. Мелко- и крупнодетритовый известковый мергель. Скв. Вильянди, глуб. 304,0 м; юнсторпская свита. Шлиф, $\times 16$.



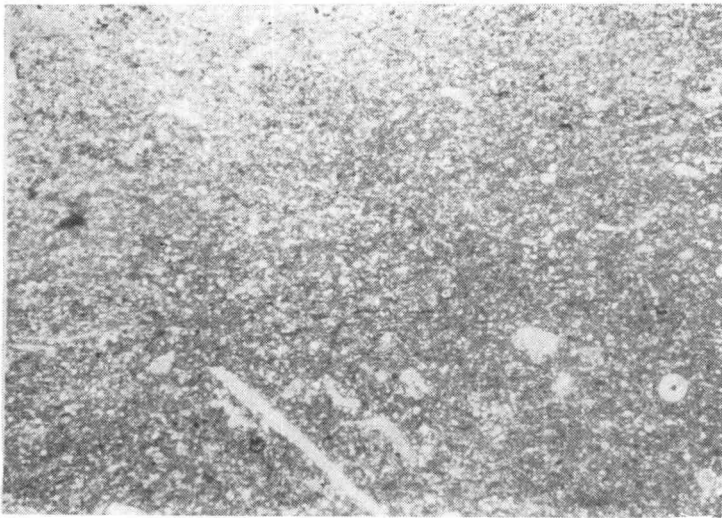
Фиг. 1. Сильноглинистый доломитистый известняк с тонко- и микрокристаллической детритистой структурой и с зернами пирита (черные пятна). Скв. Вильянди, глуб. 291,7 м; халликуская пачка. Шлиф, $\times 16$.



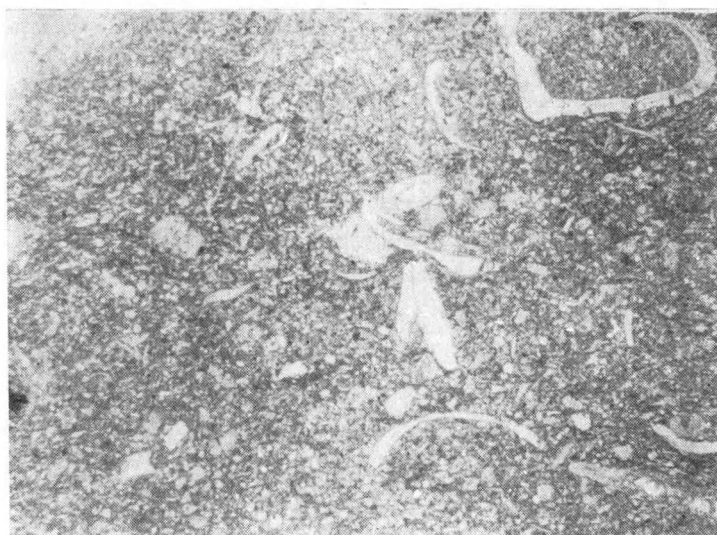
Фиг. 2. Сильноглинистый микро- и тонкокристаллический мелкодетритистый известняк с зернами пирита. Скв. Вильянди, глуб. 286,0 м; халликуская пачка. Шлиф, $\times 16$.



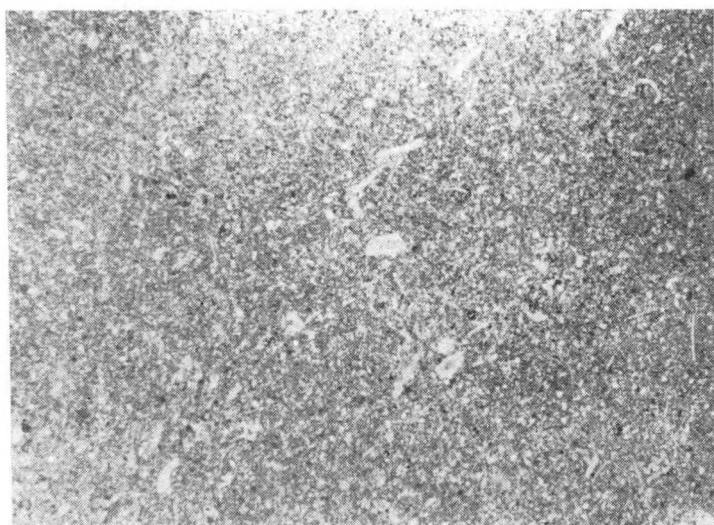
Фиг. 1. Среднеглинистый доломитовый тонкокристаллический мелкодетритистый известняк. Скв. Вильянди, глуб. 284,2 м; халликуская пачка. Шлиф, $\times 16$.



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.

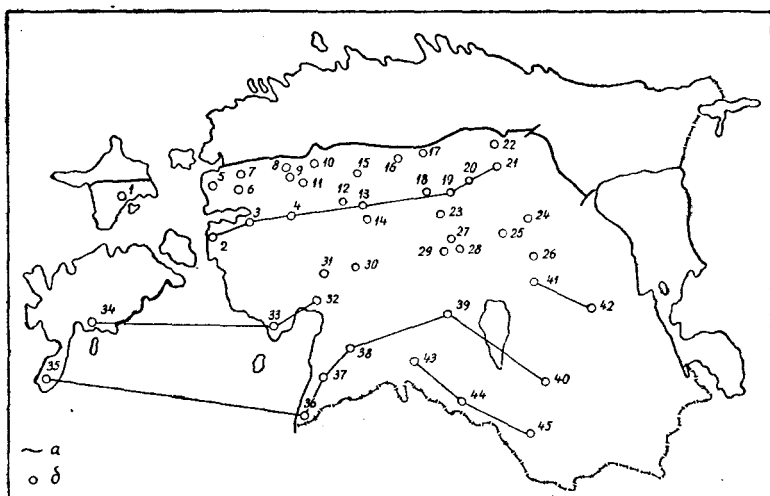


Рис. 1. Схема расположения буровых скважин, упоминаемых в тексте: 1 — Орьяку, 2 — Виртсу, 3 — Кирикукюла, 4 — Румба, 5 — Азукюла, 6 — Мартна, 7 — Паливере, 8 — Ристи-Майдла, 9 — Колувере, 10 — Ваймыйза, 11 — Паэкюла, 12 — Валгу, 13 — Лихувески, 14 — Кынну, 15 — Рапла, 16 — Тамси, 17 — Арду, 18 — Вяэтса, 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 granulометрических анализов 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 пиргуского 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-

оксу²). 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 Селите. 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. Мощность поркуниского горизонта в Северной Эстонии колеблется в пределах от 0,6 до 8,2 м. Мощность его в Южной Эстонии значительно колеблется и обусловлена, по-видимому, отчасти неточным определением границ горизонта (скв. Лаэва, Каагвере и др.).

Ниже изложены данные о мощности 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)
Хяэдемезсте	—	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, кулдингскую 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. Ристикюла, 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 поркунским 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 поркунском 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 поркунского горизонта.

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

Проблемой является также литостратиграфическое положение глинисто-алевроитистых и глинистых известняков и мергелей в скважине Выхма (в интервале 114,4—130,6 м), которые условно относятся к поркунскому горизонту. Повышенное содержание кварца алевроитовой 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 поркунского 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 коричневато-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.

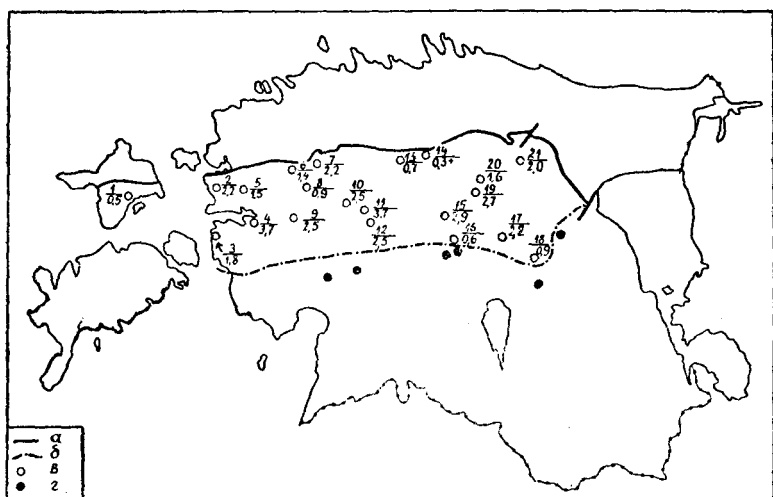


Рис. 2. Схема распространения и мощности вохилайдской пачки поркуниского горизонта: а — северная граница выхода горизонта; б — южная граница распространения пачки; в — скважина, в которой установлена вохилайдская пачка; г — скважина, в которой пачка отсутствует. Буровые скважины: 1 — Орьяку, 2 — Азукюла, 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.

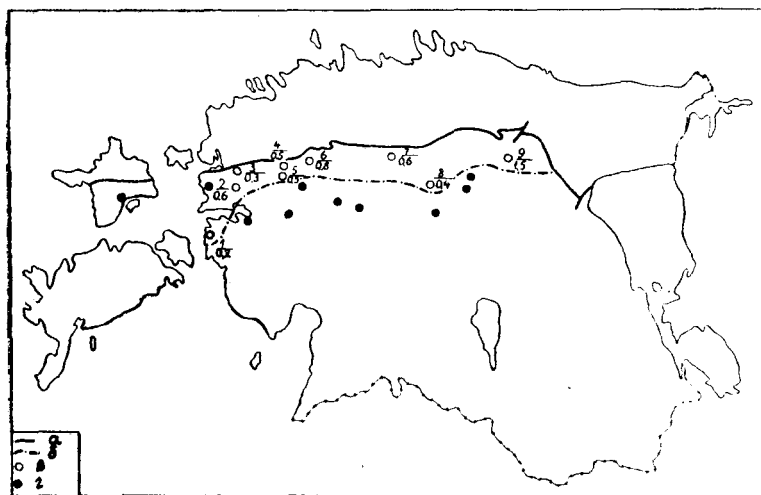


Рис. 3. Схема распространения и мощности сиугской пачки поркуни-ского горизонта: а — северная граница выхода горизонта; б — южная граница распространения пачки; в — скважина, в которой установлена сиугская пачка; г — скважина, в которой пачка отсутствует. Буровые скважины: 1 — Виртсу, 2 — Мартна, 3 — 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 авто-ром послонно.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. Сильно-битуминозные комплексы имеют горизонтальную микрослоистую текстуру. Породы, меньше содержащие глинистого материала, охарактеризованы среднеслоистой или полужемчатой 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 murre 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. Рыбуску⁹). 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.

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-геологической 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.

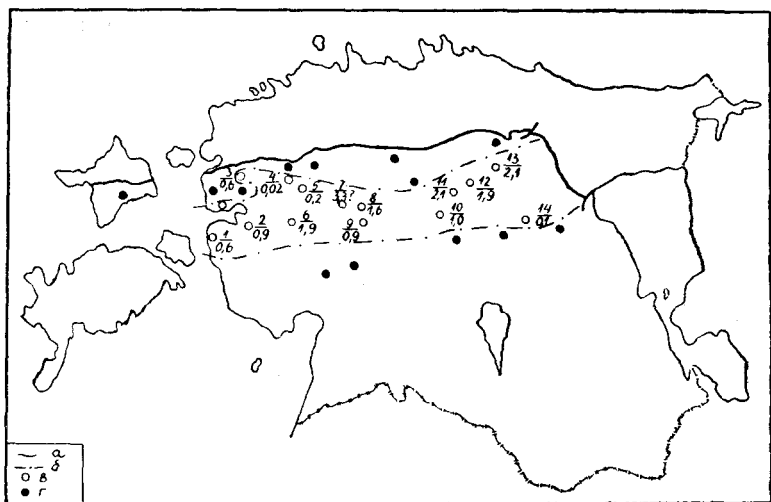


Рис. 5. Схема распространения и мощности камарикуской пачки поркуниского горизонта: а — северная граница выхода горизонта; б — граница распространения пачки; в — скважина, в которой пачка установлена; г — скважина, в которой пачка отсутствует. Буровые скважины: 1 — Виртсу, 2 — Кирикукюла, 3 — Паливере, 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

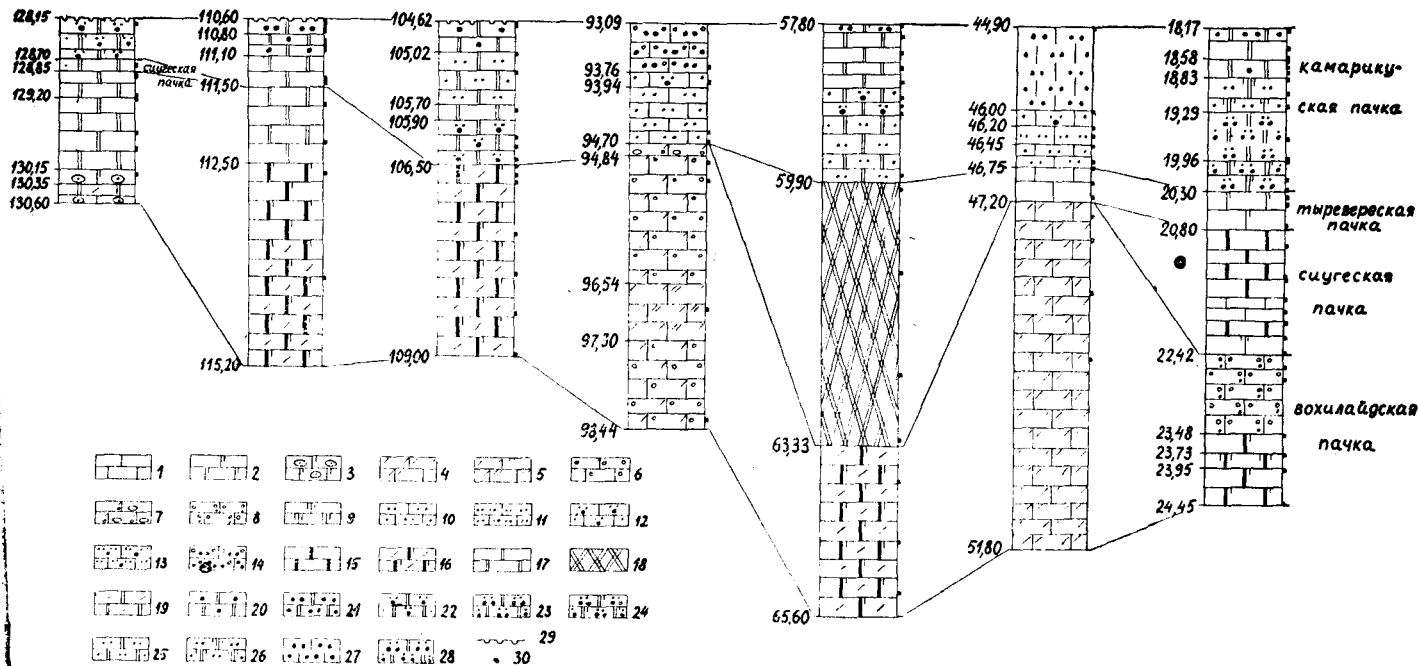


Рис. 6. Разрезы поркунинского горизонта по линии Виртсу—Камарику. Условные обозначения: 1 — известняк, 2 — доломитистый известняк, 3 — то же с многочисленными известковыми оолитами, 4 — мелкодетритовый известняк, 5 — мелко- и крупнодетритовый органогенно-обломочный известняк, 6 — детритово-псаммитовый обломочный известняк, 7 — мелкодетритисто-песчисто-псаммитовый обломочный известняк, 8 — ступково-псаммитовый обломочный известняк, 9 — доломитовый известняк, 10 — алевритистый известняк, 11 — алевритовый известняк, 12 — алевритисто-песчанистый известняк, 13 — песчанисто-алееритовый 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

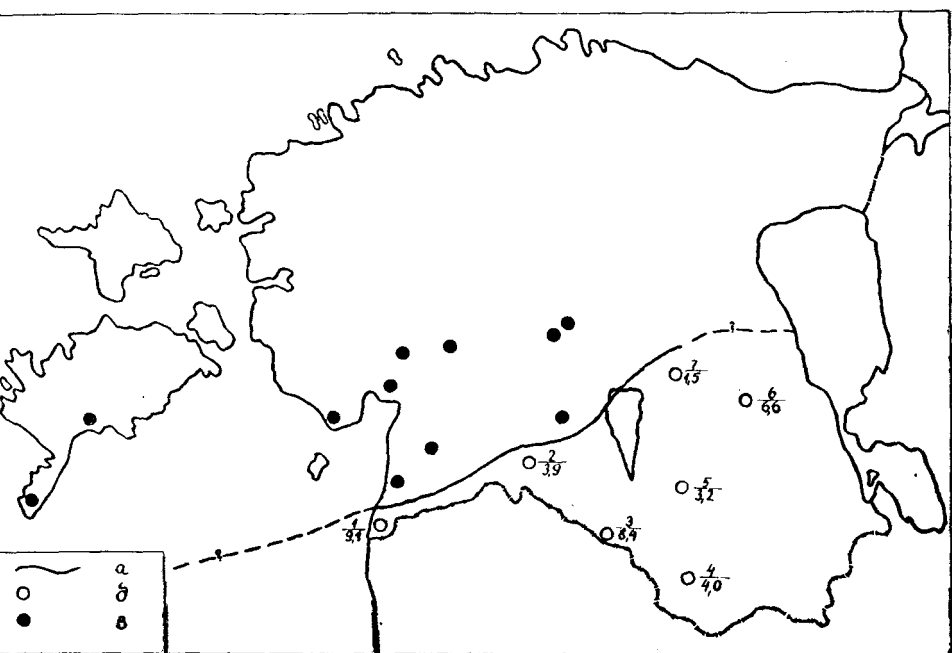


Рис. 7. Схема распространения и мощности кулдигской пачки поркуниского горизонта: а — северная граница распространения пачки, б — скважина, в которой пачка установлена, в — скважина, в которой пачка отсутствует. Буровые скважины: 1 — Икла, 2 — Абья, 3 — Хольдре, 4 — Карула, 5 — Отеля, 6 — Каагвере, 7 — 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, Отеля и Каагвере верхняя граница пачки представлена поверхностью перерыва.

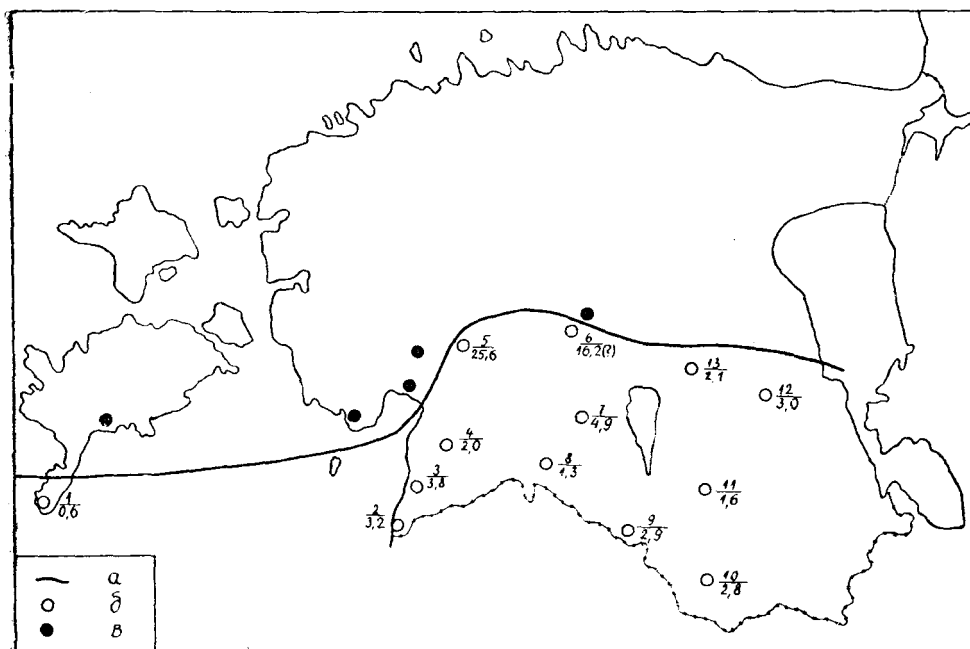


Рис. 8. Схема распространения и мощности салдусской пачки поркуниского горизонта: а — северная граница распространения пачки; б — скважина, в которой пачка установлена; в — скважина, в которой пачка отсутствует. Буровые скважины: 1 — Охесааре, 2 — Икла, 3 — Хяэдемеесте, 4 — Ристикюла, 5 — Тоотси, 6 — 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

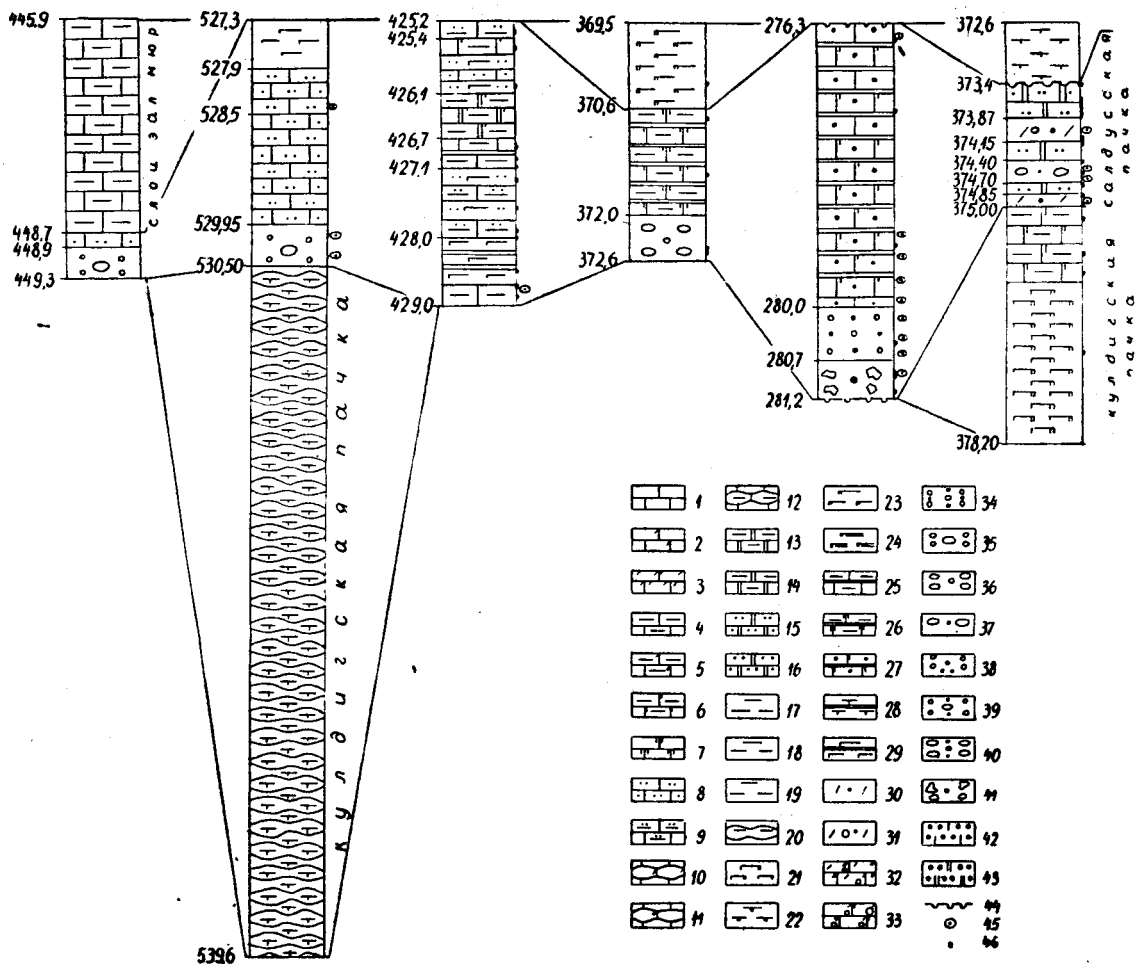


Рис. 9. Сопоставление разрезов поркунского горизонта по линии Охесааре—Отепя (см. и рис. 1). Условные обозначения: 1 — известняк, 2 — мелкодетритистый известняк, 3 — мелкодетритный известняк, 4 — глинистый известняк, 5 — мелко- и крупнодетритистый глинистый известняк, 6 — доломитистый глинистый известняк, 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.

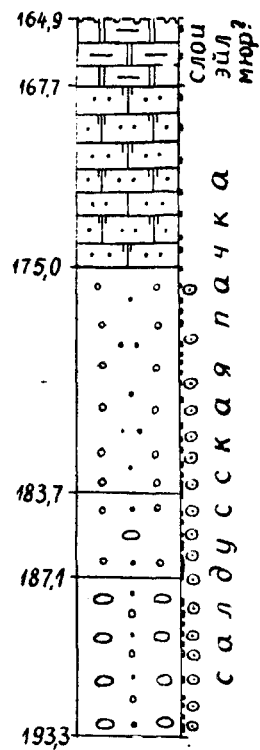


Рис. 10. Поркунский горизонт в разрезе скважины Тоотси (условные обозначения на рис. 9).

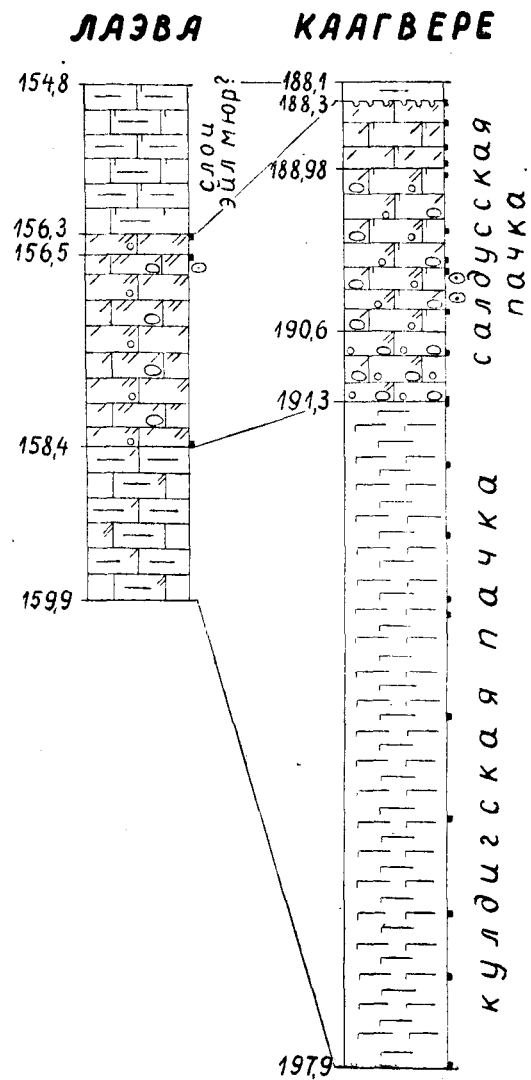


Рис. 11. Разрезы поркунского горизонта по линии Лаэва—Каагвере (условные обозначения на рис. 9).

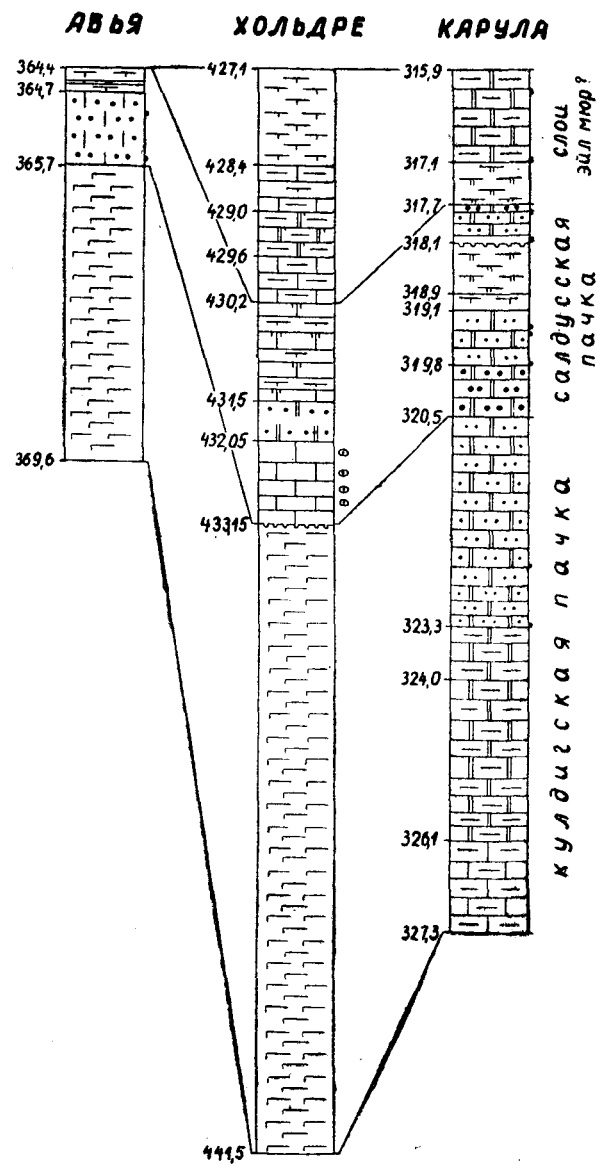


Рис. 12. Разрезы поркунского горизонта по линии Абя—Карула (условные обозначения на рис. 9).

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 величиной 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 Отепя 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 алевроитовой фракции колеблется от 9,1 до 17,8%. Содержание глинистого материала незначительное (7,6%)

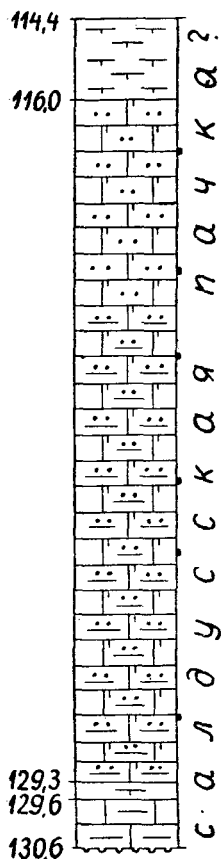


Рис. 13. Поркуни-ский горизонт в разрезе скважины Выхма (условные обозначения на рис. 9).

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 алевроитистым или алевроитисто-глинистым микро- и тонкокристаллическим (доломитистым известняком с содержанием алевроитовой 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

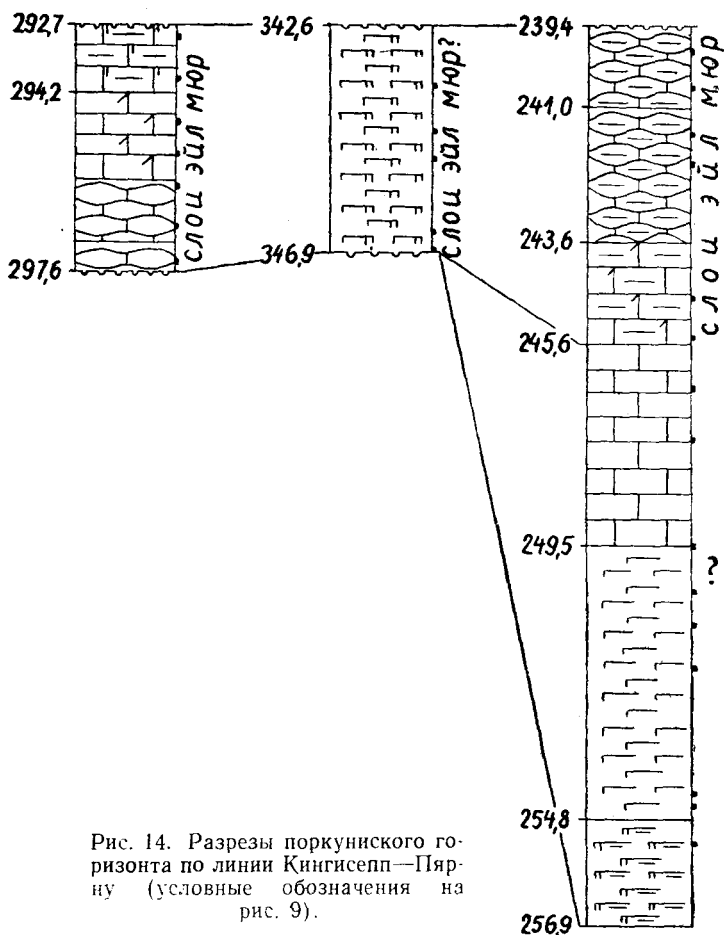


Рис. 14. Разрезы поркунского горизонта по линии Кингисепп—Пярну (условные обозначения на рис. 9).

—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

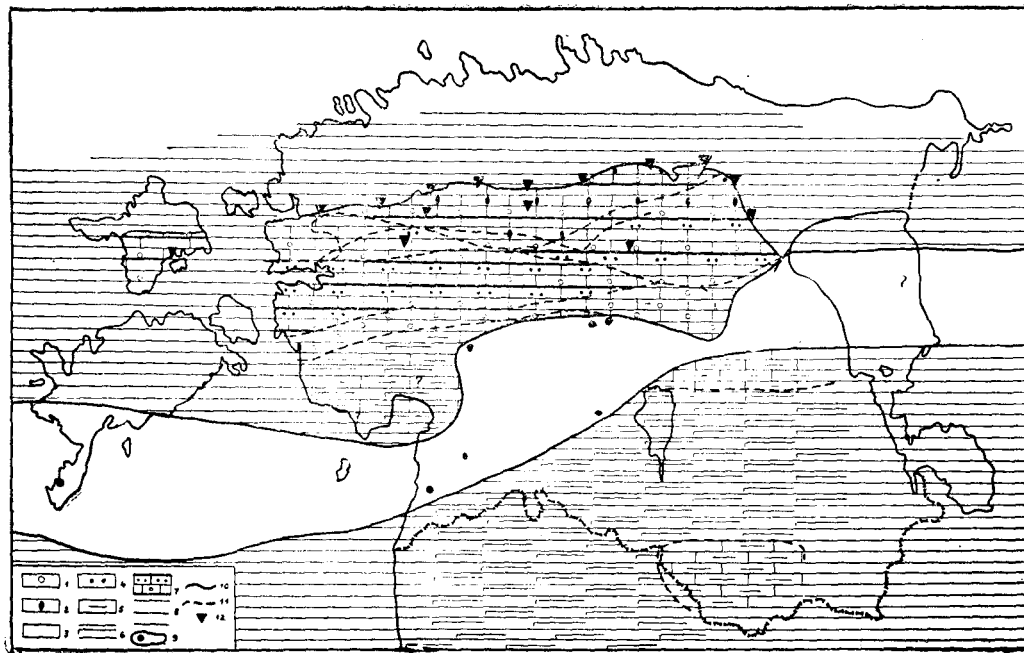


Рис. 15. Схема предполагаемого распространения литофаций в первую фазу поркуни-ского времени в Эстонии: 1 — органогенно-обломочные известняки, 2 — известняки с варьирующей битуминозностью, 3 — известняки, 4 — карбонатные породы с варьирующим содержанием кварца, 5 — глинистые известняки, 6 — известковые 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.

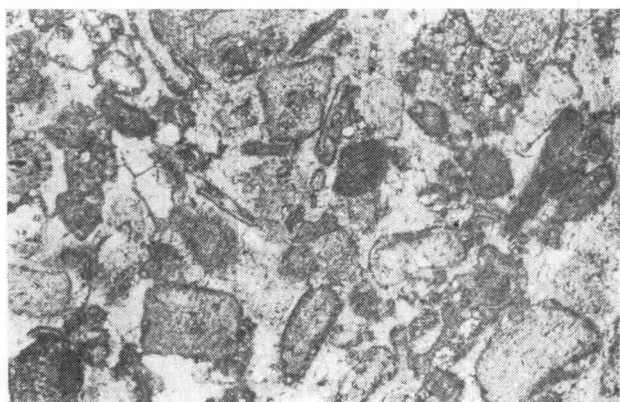
Некарбонатный терригенный материал приносился в Северную Эстонию в небольшом количестве и накопился в основном в виде алевритовых частиц.

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 мелкоморья.

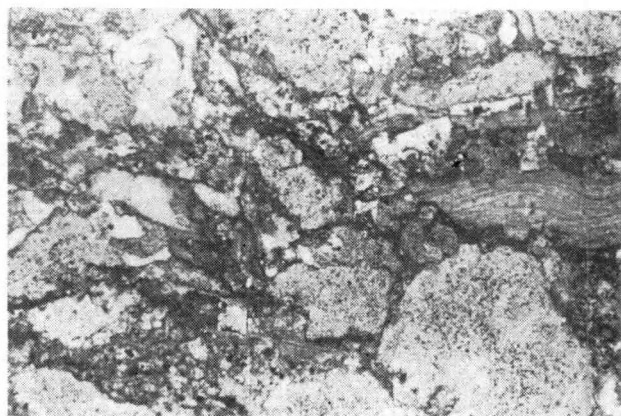
По данным Ю. Сирка²¹, на месте современного острова Вохилайд образовались также водорослевые биостромы. Возможно, что в то же время образовались местами и небольшие рифы.

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-

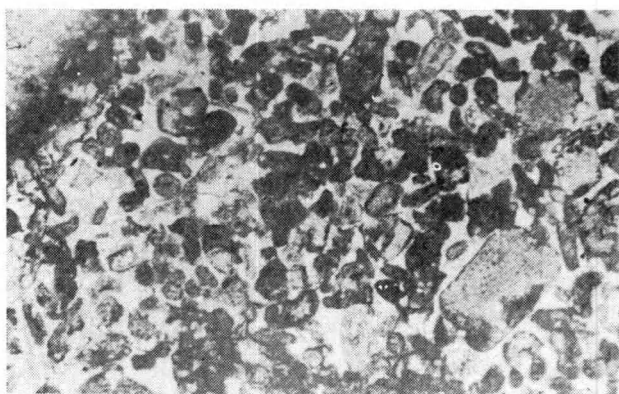
²¹ См. сноску на стр. 46.



1

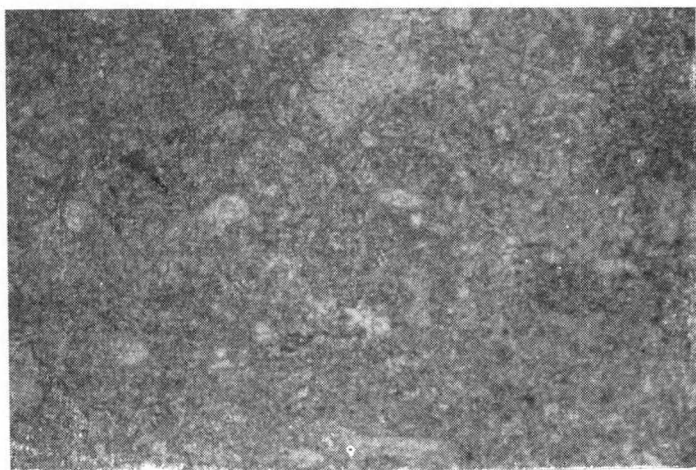


2

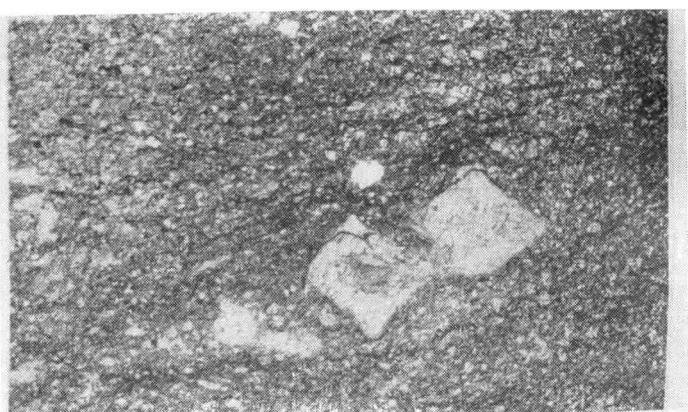


3

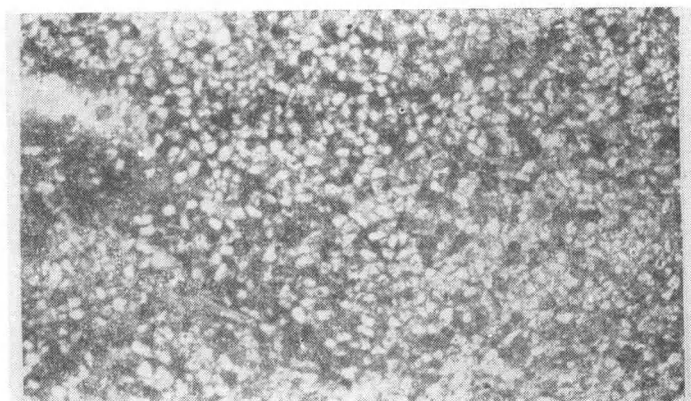
1



2

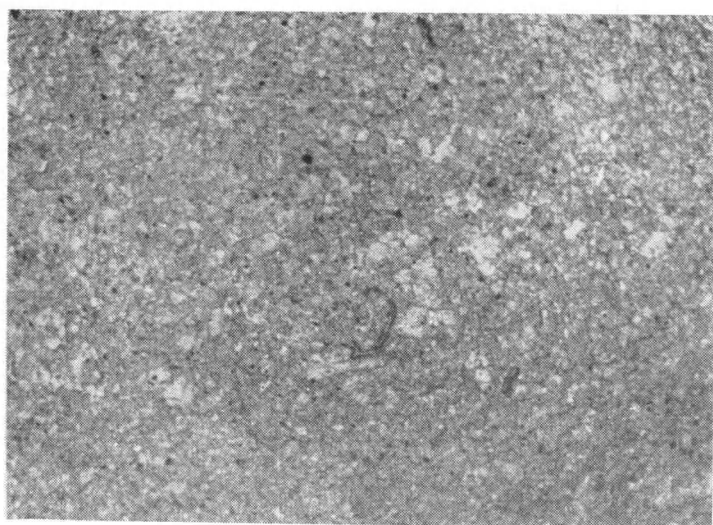


3

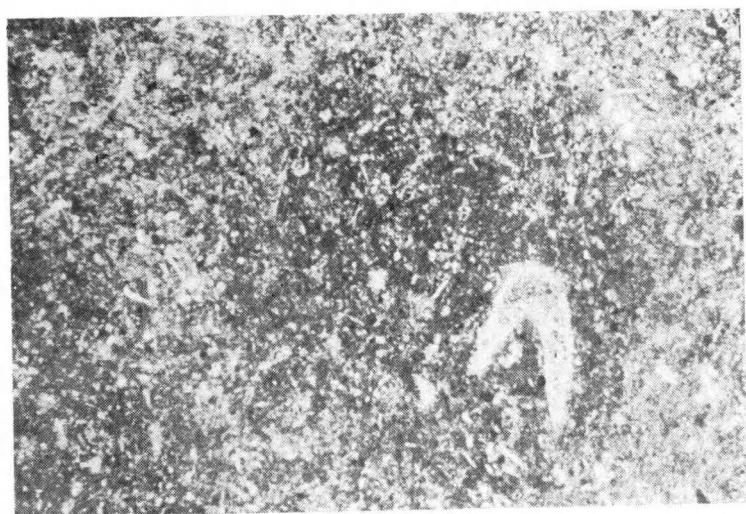




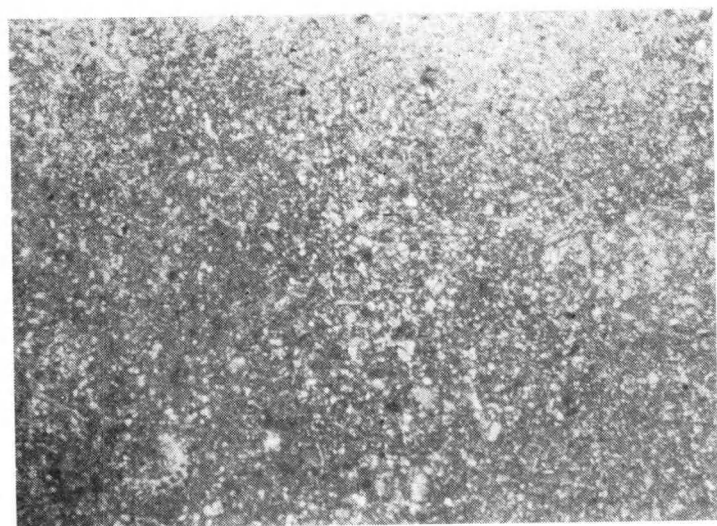
1



2



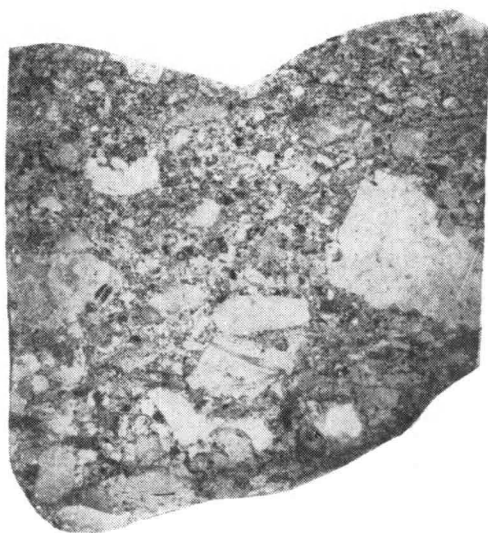
2



1



1

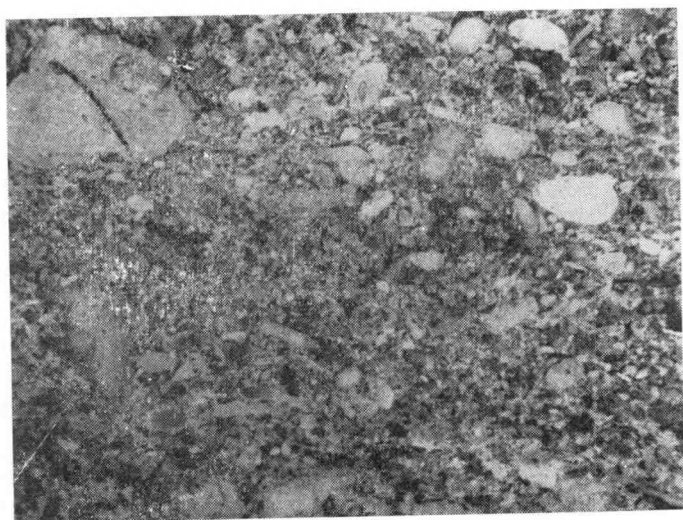


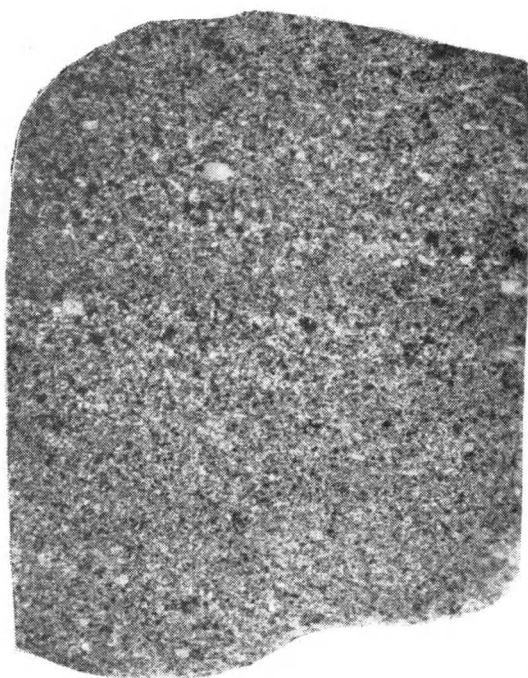
2

1

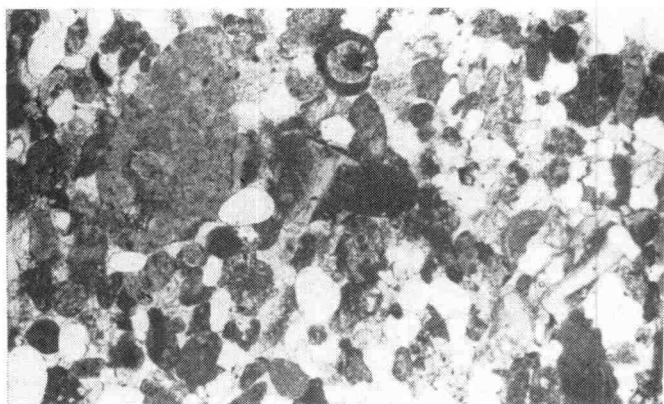


2



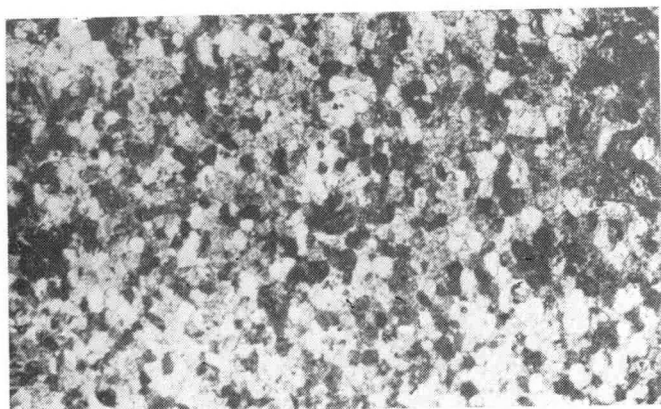


1

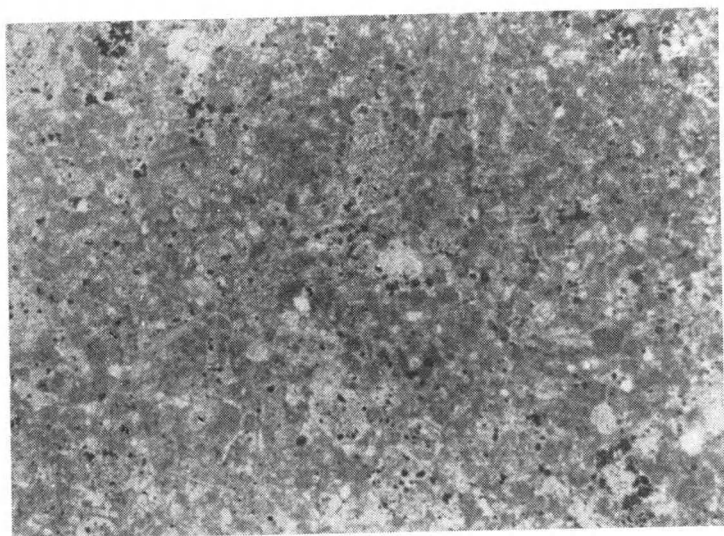


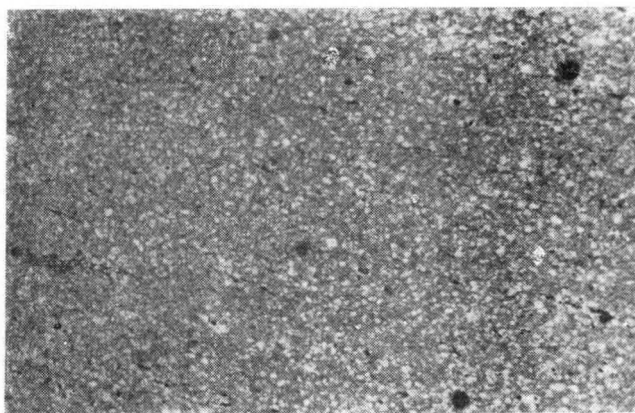
2

1

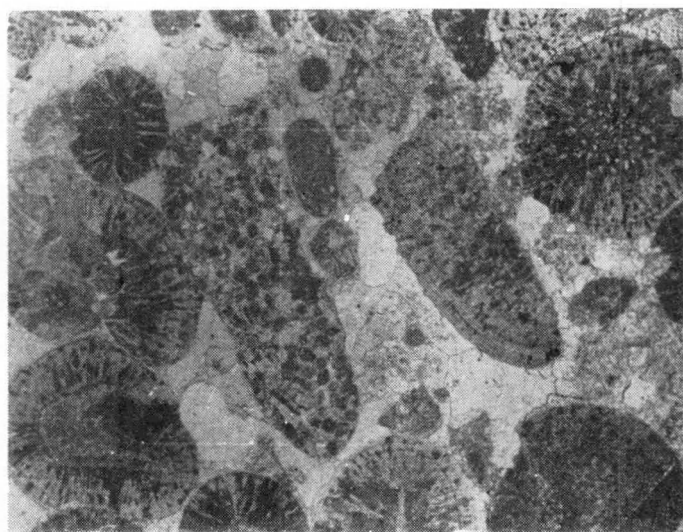


2

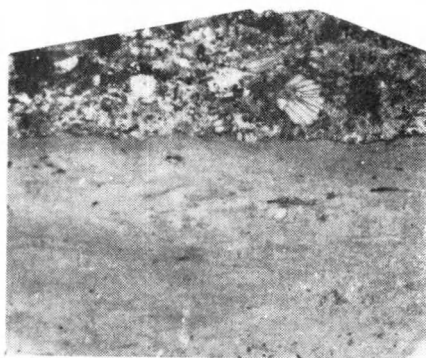




1

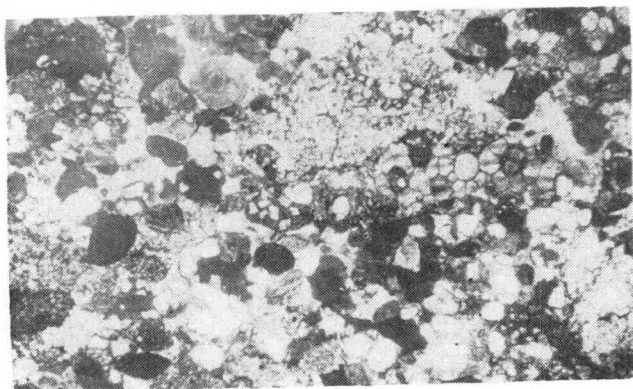


2

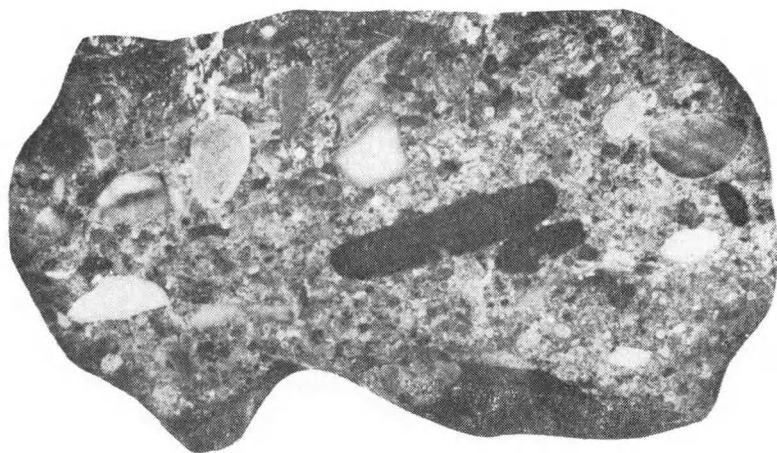


3

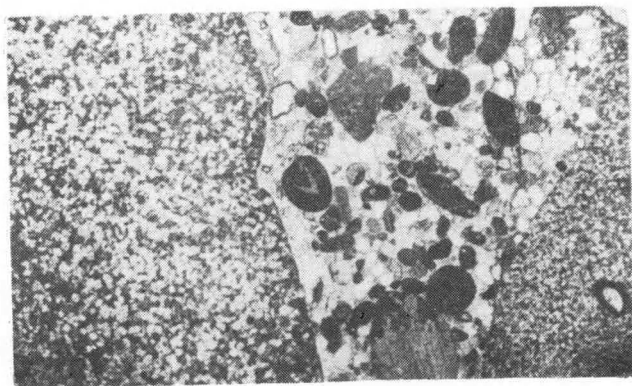
1

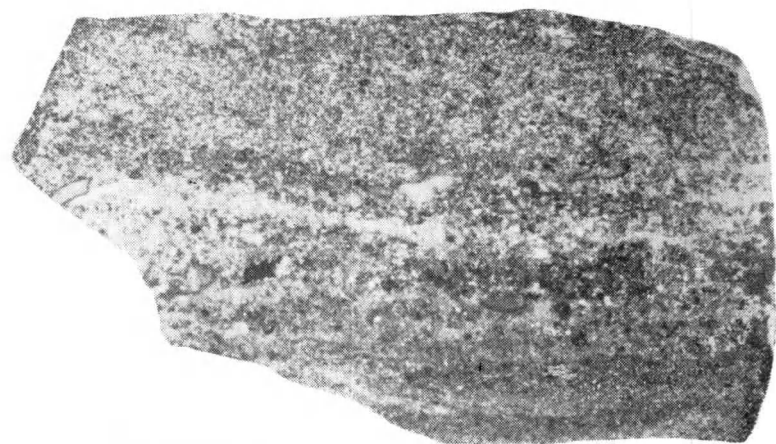


2



3





1



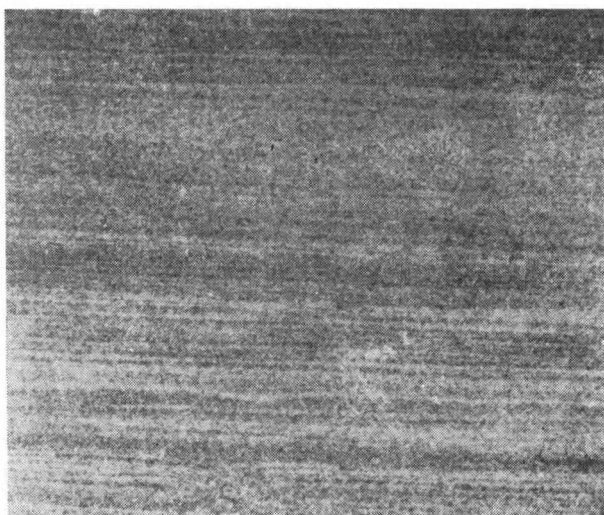
2



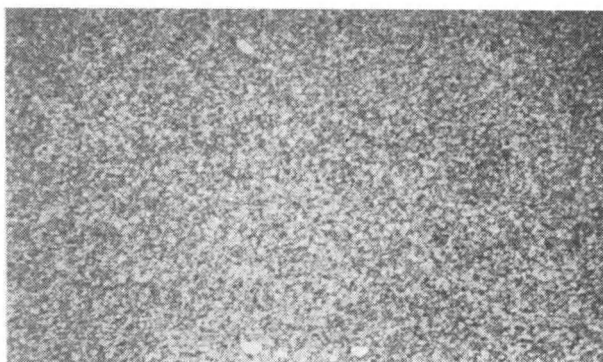
3

Таблица XII

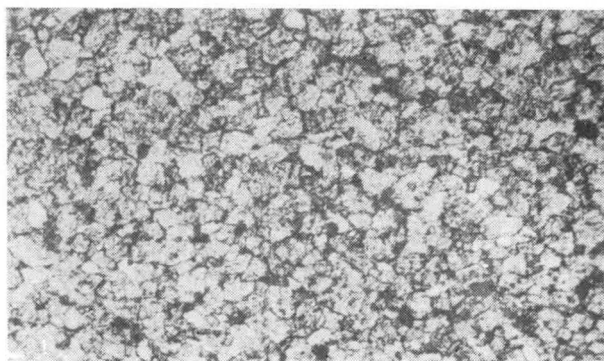
1

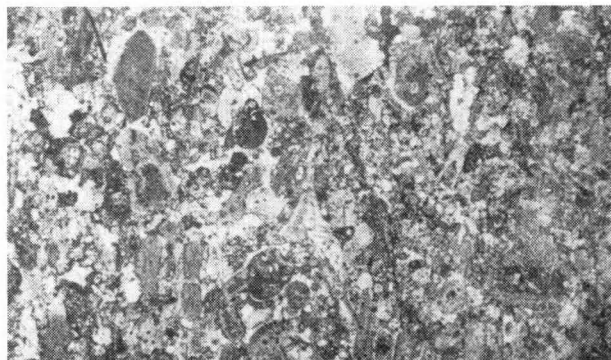


2

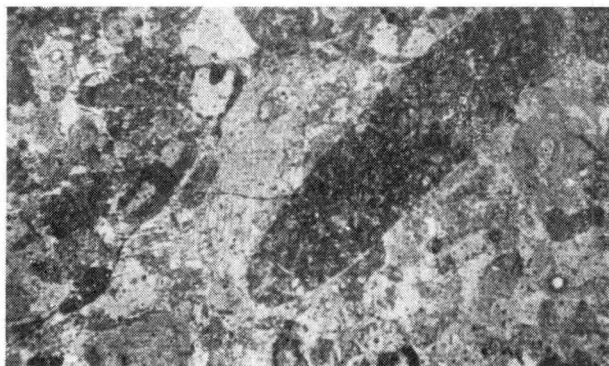


3

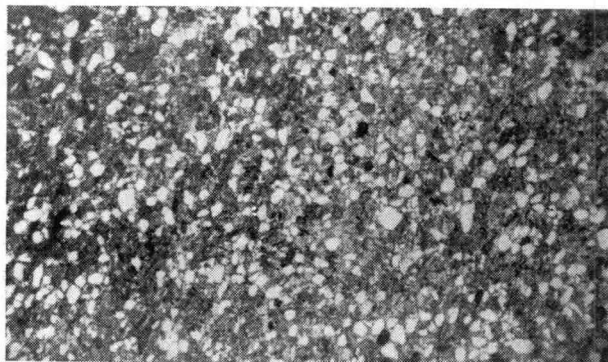




1



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. Каагерге, глуб. 191.3 м. Пришлифовка, нат. вел.

Таблица X

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

Фиг. 2. Псефитово-оолитовый песчанистый 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. $\times 6$.

ответственно 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 камарикуской пачки.

Повышенное количество терригенного материала (особенно в восточной части распространения пачки) вместе с ясно выраженной тенденцией укрупнения зернистости обломочного материала снизу вверх в разрезе камарикуской 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 камарикуского 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 камарикуской 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 тыревереской 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 камарикуской пачки. Если это действительно так, то севернее от полосы образования отложений камарикуской 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.

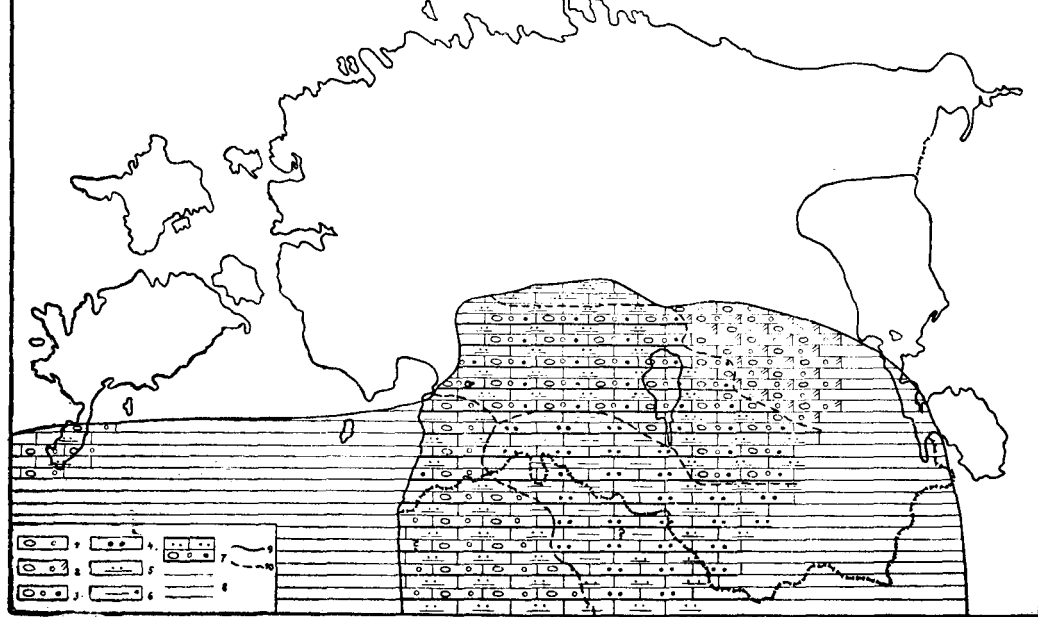


Рис. 16. Схема предполагаемого распространения литофаций в третью фазу поркуниского времени в Эстонии: 1 — обломочные известняки с псефитово-псаммитовой структурой 2 — органогенно-обломочные известняки с псефитово-псаммитово-детритовой структурой, 3 — псефитово-псаммитовые обломочные известняки с варьирующим 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,

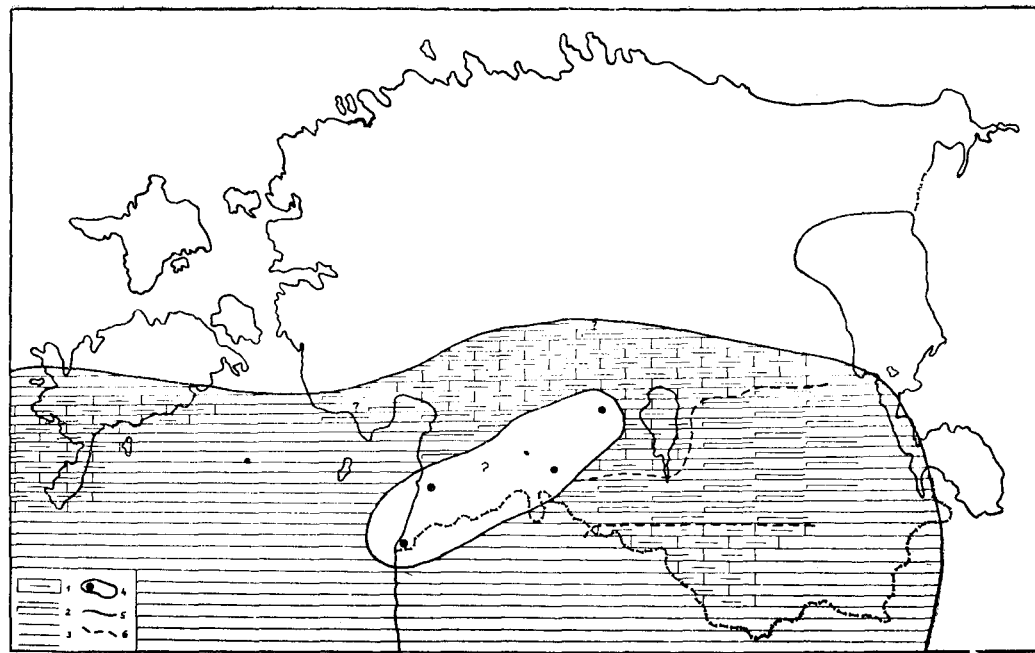


Рис. 17. Схема предполагаемого распространения литофаций в заключительную фазу поркунского времени в Эстонии: 1 — глинистые известняки, 2 — известковые мергели. 3 — участки, на которых не сохранились или еще не установлены отложения рассматриваемой фазы, 4 — участок, на котором литофации соответствующей 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-planes 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.

ГРАНИТЫ РАПАКИВИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА ЭСТОНИИ

Т. Кууспалу

ВВЕДЕНИЕ

Глубоким бурением последнего десятилетия в кристаллическом фундаменте Эстонии вскрыты 5 массивов гранитов, относимых к формации гранитов рапакиви. Учитывая большое геолого-петрографическое значение, которое они имеют в расшифровке общей структуры и стратиграфии закрытого кристаллического фундамента, автор попытался систематизировать по возможности полные сведения о гранитах рапакиви Эстонии. В основу данной работы легли петрографические описания керн глубоких буровых скважин и, в меньшей мере, качественная интерпретация геофизических данных. Исследования проводились в тесном сотрудничестве с партией глубинного геологического картирования Управления геологии СМ ЭССР, что значительно способствовало выполнению работы автором. Особо хочется отметить содействие со стороны геологов УГ ЭССР В. Пуура и Х. Коппельмаа и сотрудников Института геологии АН ЭССР Э. Побул и Р. Вахер. Многие аспекты геологии гранитов рапакиви обсуждались с В. Пуура, Д. А. Великославинский, А. Лоог, К. Утсал и Ю. Кирс прочли рукопись и сделали ряд ценных замечаний. При оформлении статьи большую помощь оказала Э. Ууз. Всем им автор приносит глубокую благодарность.

Вопросы распространения и прогнозирования рапакиви

О наличии гранитов рапакиви в кристаллическом фундаменте Эстонии существует несколько предположений. По имеющимся данным первое указание о нахождении гранитов рапакиви на территории Эстонской ССР принадлежит Л. Рюгеру (Rüger, 1923). Он сообщает, что эксплуатационная скважина, пробурен-

ная в 1898/1899 гг. в пос. Азери, в интервале от 162,76 до 194,52 м прошла по гранитам, напоминающим выборгские граниты рапакиви. Однако констатация Л. Рюгера вызывает сомнение. Во-первых, он не приводит каких-либо доказательств в пользу такого вывода, а лишь ссылается на петрографическое определение другого лица. Во-вторых, пройденная позже в пос. Азери глубокая скважина (скв. 249) вскрыла содержащие магнетит биотитовые плагиогнейсы, пронизанные редкими жилами плагиоклазового гранита. Вероятнее всего, что Л. Рюгер принял за рапакиви позднекинematические микроклиновые граниты, пользующиеся широким распространением в Северной Эстонии.

Малодостоверны также сообщения о находках гранитов рапакиви в эксплуатационных скважинах в гг. Таллине (Варданянц, 1960а и 1960б), Раквере, Кивийэли и пос. Пюсси (Вахер и др., 1964). Эти скважины, пройденные ударным бурением, вскрыли кристаллический фундамент на незначительную мощность, а породы детально петрографически не изучались.

В свете новых данных подлежат переоценке и многочисленные прогнозы рапакиви, сделанные на основе геофизических исследований.

Б. А. Андреев (1958), используя сведения гравиметрического маршрута Х. Хаалька на Финском заливе, провел новую южную границу Выборгского массива рапакиви, присоединяя к массиву большую часть акватории Финского залива и всю береговую часть Северной Эстонии от пос. Азери до г. Таллина.

В 1960—62 гг. вышли в свет первые схематические геологические карты кристаллического фундамента Эстонии, обобщившие результаты комплексных гравиметрических и магнитометрических съемок территории Эстонии, проведенных Институтом геологии АН ЭССР (Полякова и Побул, 1960; Побул, 1962; Полякова, 1960; Maasik, 1961). На этих схемах рапакиви (или «граниты типа рапакиви») занимают обширные площади, главным образом в Северной и Северо-восточной Эстонии. Поля рапакиви оконтуривались, исходя из аналогии с крупными массивами Финляндии, по совпадению минимумов аномалий силы тяжести с отрицательным магнитным полем. Отчасти учитывались упомянутые выше геологические сообщения.

Глубоким бурением последних лет установлено, что эти геофизически выделенные поля рапакиви слагаются в действительности преимущественно сильно мигматизированными немагнитными гнейсами, позднекинematическими (мигматитообразующими) микроклиновыми гранитами и, частично, гнейсовидными гранитами. И, наоборот, вопреки ожиданиям, рапакиви в ряде случаев был обнаружен в гнейсовом, гранито-гнейсовом и эффузивном полях согласно Э. Побул (1962), т. е. в полях, которые характеризуются относительно повышенными или варьирующимися значениями силы тяжести и магнитности.

Таблица 1

Средние плотности рапакиви и микроклиновых гранитов $\frac{\sigma \text{ ср, г/см}^3}{\text{кол-во образцов}}$

	Карелия	Центральная часть Украинского массива	Русская платформа	Эстонская ССР				
				Рижский массив	Найссаарский массив		Эредаский массив	Мярьямааский м-в
				Скв. Кингисепи СГ2	Скв. Мурас-те 115	Скв. Найссаар 120	Скв. Эреда 319	Скв. Ваймйза 302
Рапакиви	$\frac{2,59}{180}$	$\frac{2,60}{1025}$	—	$\frac{2,59}{12}$	$\frac{2,62}{13}$	$\frac{2,66}{18}$	$\frac{2,66}{87}$	$\frac{2,72}{182}$
Аляскитовые микроклиновые граниты	$\frac{2,60}{244}$	$\frac{2,60}{2060}$	$\frac{2,57}{34}$	Чистые аляскитовые разности микроклиновых гранитов дают значения 2,59—2,62 (скважины Вийвиконна, Ульясте), гнейсовидные граниты — 2,62 (скв. Лаанеметса)				
Источники сведений	Дортман и др., 1964.			Э. Побул и др., 1968.				

Причины несоответствия геофизических прогнозов с действительностью разнообразны, но главные из них обусловлены недостаточной разработкой критериев выделения массивов рапакиви и конвергенцией физических свойств, различных групп пород.

Во-первых, плотность рапакиви и микроклиновых гранитов (и гнейсовидных гранитов) весьма близки (табл. 1). Имеющиеся по Эстонии данные свидетельствуют даже о большей плотности рапакиви по сравнению с лейкократовыми микроклиновыми гранитами.

Из таблицы видно также, что граниты рапакиви Эстонии отличаются от рапакиви других регионов вообще повышенной плотностью. Очень высокой плотностью выделяются мярьямааские граниты рапакиви, что обусловлено своеобразием минералогического состава этих пород — наличием повышенных количеств темноцветных и акцессорных минералов. Следовательно, минимумы гравитационного поля не могут являться решающим критерием при прогнозировании развития гранитов группы рапакиви.

И. В. Головин указывает (1965, 1966), что массивы рапакиви не всегда сопровождаются протяженными минимумами аномалий силы тяжести, соответствующими по площади размерам массивов; по его данным рапакиви более свойственны небольшие глубокие линейные минимумы, которые соответствуют подводящим каналам интрузий. И. В. Головин выделяет такие минимумы в пределах Найссаарского массива рапакиви, к западу от г. Таллина и к юго-востоку от г. Пярну. Весьма вероятно, что предполагаемый признак позволяет выявить легкие разности рапакиви, но вряд ли даст возможность оконтуривать массивы.

Во-вторых, хотя магнитная восприимчивость гранитов рапакиви обычно низка, но в отдельных случаях она колеблется в широких пределах (табл. 2).

Таблица 2

Средняя магнитная восприимчивость и пределы колебания ее гранитов рапакиви Эстонии (Э. Побул и др., 1968)

	Рижский массив	Найссаарский массив		Эреда-ский массив	Мярья-мааский м-в
	Скв. Кингисепп СГ2	Скв. Мурасте 115	Скв. Найссаар 120	Скв. Эреда 319	Скв. Ваймыйза 302
\bar{x} р 10^{-6} CGSM	272	0	0	0	4360
кол-во образцов	10	6	4	40	31
\times min	111	0	0	0	65
\times max	515	0	0	0	8370

Примечание: 0 в таблице по существу означает величину $\chi < 20, 10^{-6}$ CGSM, являющуюся пределом чувствительности магнитометра. Определение каппаметром этих же проб дало следующие результаты (данные Р. Вахер):

	Скв. Найссаар 120	Скв. Эреда 319
$\frac{\chi \text{ ср. } 10^{-6} \text{ CGSM}}{\text{кол-во образцов}}$	$\frac{13}{4}$	$\frac{6}{40}$
$\frac{\chi \text{ min}}{\chi \text{ max}}$	$\frac{10}{18}$	$\frac{3}{13}$

Следует отметить, что повышенную магнитность рапакиви нельзя, по-видимому, считать особым исключением. Приповерхностное застывание, свойственное рапакиви, в принципе должно способствовать образованию магнетита. Статистически зависимость магнитных свойств гранитоидов от тектонического положения и глубины застывания доказана Д. М. Печерским (1963) для гранитоидов северо-восточных районов СССР.

Повышенная магнитность Кингисеппского и Мярьямааского рапакиви обусловлена присутствием в них магнетита, в первом в виде убогой равномерной вкрапленности, во втором — в варьирующем, иногда в значительном количестве. Таким образом, прогнозирование гранитов рапакиви, базирующееся только на интенсивностных параметрах геофизических полей, встречает серьезные затруднения. Перспективным критерием, существенно дополняющим перечисленные выше критерии, представляется примененный нами анализ осей магнитных аномалий.¹

Как известно из обширной литературы по гранитам рапакиви, массивы их отличаются от площадей развития син- и позднекинематических гранитоидов прежде всего относительной гомогенностью и автономностью. Массивы рапакиви, как правило, имеют четкие и секущие контакты с вмещающими толщами; они не содержат в большом количестве гнейсовых участков, а если таковые и встречаются, то они, как и связанные с рапакиви дифференциаты основного состава, нередко подчиняются внутренней структуре массива. Поздне- и синкинематическим гранитоидам, наоборот, более характерны согласные с вмещающими гнейсами формы залегания, постепенные переходы в окружающие гнейсы и наличие многочисленных «островков» гнейсов, залегающих среди гранитов согласно общей структуре окружающих толщ.

Анализ осей магнитных аномалий с учетом знака и интенсивности магнитного и гравитационного полей позволил нам уверенно оконтурить Эредаский массив рапакиви в Северо-восточной Эстонии, а другие предполагаемые гранитные поля этого района предварительно интерпретировать как области развития микро-

¹ Оси магнитных аномалий проводились по картам-графикам За аэромагнитных съемок среднего и крупного масштабов.

Массивы гранитов рапакиви Эстонии

Массив	Скважины	Пройденный скважиной интервал, м	Основные типы пород
Рижский (Курземский)	Кингисепп СГ2 Рухну 500 (+ скважины на территории Латвийской ССР)	543,1—571,5	гранит-порфир рапакиви
		784,2—787,6	„
Найссаарский	Найссаар 120	133,4—145,0	трахитондный гранит рапакиви, частично унакитизированный, жилы унакитового микросиенита
Мярьямааский	Мурасте 115 Таллин Р-22	177,5—196,0	порфировидный, частично трахитондный гранит рапакиви
		135,5—138,6	порфировидный гранит рапакиви
	Ваймыйза 302	303,6—525,9	порфировидный магнетит — содержащий гранит рапакиви, жилы аплита
	Ваймыйза 9	315,6—330,2	порфировидный магнетит — содержащий гранит рапакиви
Неэмский	Варбола 8 Нисси 5	284,0—284,5	„
		249,5—250,2	„
	Ныэсуу Ф106 Неэме Ф115 Каллавере Ф119	139,0—202,0	порфировидный гранит рапакиви
		127,0—207,9	„
Эредаский	Эреда 319 Сомпа 3Н	160,0—186,0	„
		270,4—350,6	„
		261,1—271,9	„

клиновых гранитов. Интерпретация была проведена весной 1966 г. Глубокие скважины, пройденные позже, вполне подтвердили это.

Показателен также пример массива Мярьямаа. Мярьямааский массив четко оконтуривается уже на аэромагнитной карте съемки среднего масштаба в виде почти округлой в плане интенсивной, но плосковершинной магнитной аномалии. Анализом осей аномалий выявляются элементы автономного строения массива и структурное различие между массивом и вмещающими гнейсомигматитовыми толщами. Следует отметить, что использованные материалы аэромагнитной съемки среднего масштаба являются недостаточно детальными для уверенной структурной интерпретации.

Резюмируя изложенное, необходимо подчеркнуть, что практически во всех предшествовавших схематических картах (Андреев, 1958; Варданыц, 1960а и 1960б; Полякова, 1960; Полякова и Побул, 1960; Побул, 1962; Котлуков и др., 1965; Тихомиров, 1965) площади распространения рапакиви преувеличены или грубо схематичны. Новые данные показывают, что граниты рапакиви в Эстонии пользуются широким распространением, но они образуют преимущественно массивы мелких размеров. Исключение представляет Рижский (Курземский) массив, расположенный на территории Эстонии и Латвии, который по размерам соизмерим с известным Выборгским массивом.

Геологически к настоящему времени установлены 5 массивов гранитов рапакиви, которые разбурены 14 скважинами (табл. 3, рис. 1). Описание их, более или менее детальное в зависимости от степени изученности, дается в следующей главе.

Помимо помещенных в таблице скважин в нескольких случаях встречены породы, принадлежность которых к формации рапакиви твердо не устанавливается. Так, скважиной Колувере 12, расположенной юго-западнее массива Мярьямаа, вскрыт гранитонд, который по набору и характеру породообразующих и акцессорных минералов несколько напоминает гранит рапакиви Мярьямааского массива. Определение затрудняется существенной выветренностью породы.

Кроме того, в скв. Кынпу 300 встречена жила микрогаббронорита, секущая мигматизированные высокоглиноземистые гнейсы и обладающая отчетливыми зонами закалки. Вполне вероятно, что микрогаббронорит относится к формации рапакиви.

Кроме геологически подтвержденных массивов на основе геофизических данных предполагается существование еще ряда небольших массивов. Это массивы в районе пос. Виру-Нигула, северо-западнее и западнее г. Тапа, в окрестностях пос. Кильтси, юго-восточнее г. Пайде и в районе пос. Колга-Яани; северо-западнее массива Мярьямаа как будто намечается второй массив магнитных рапакиви (рис. 1).

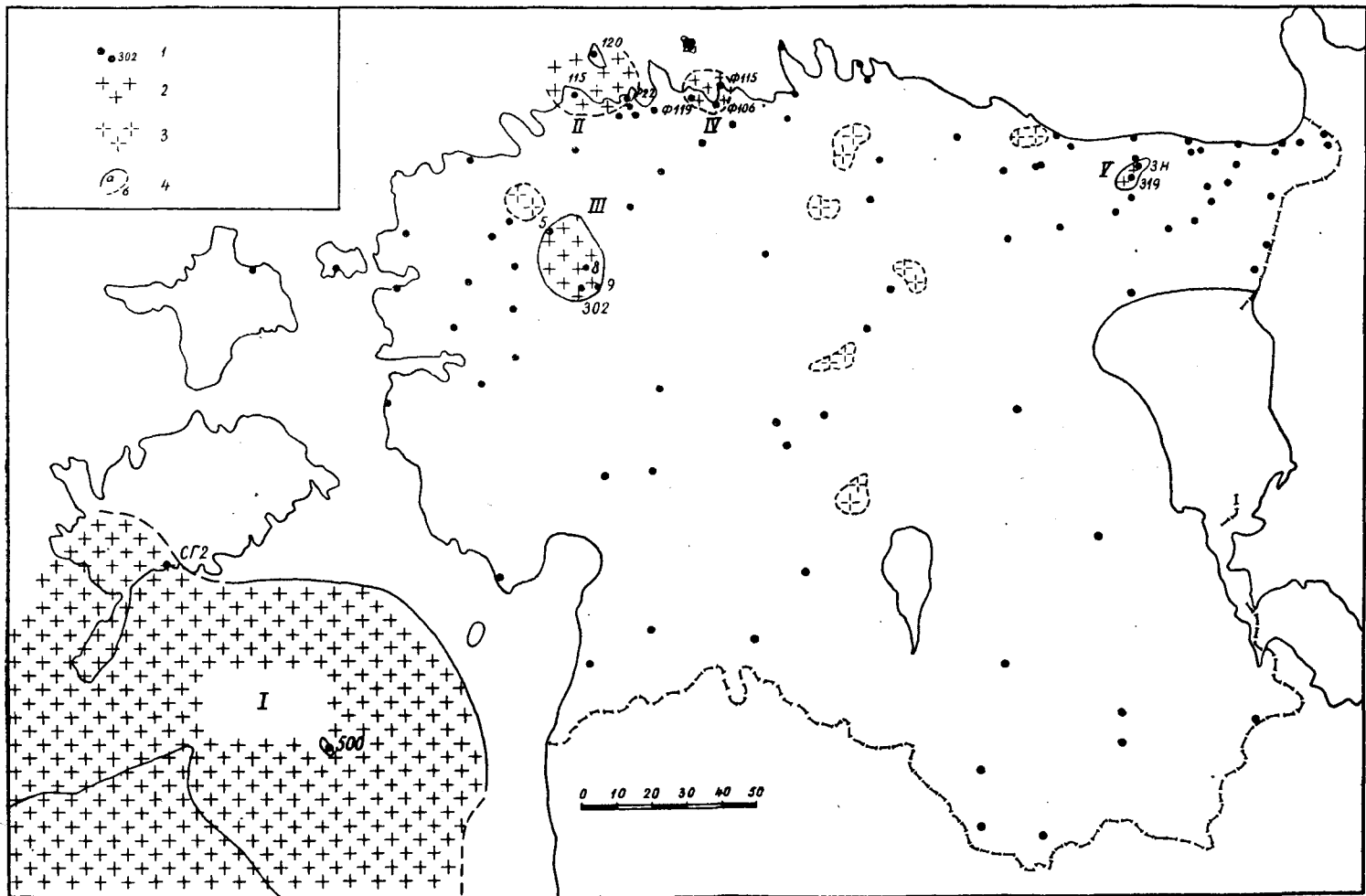


Рис. 1. Схема распространения гранитов рапакиви в кристаллическом фундаменте ЭССР 1 — скважины, достигшие фундамента (по 1969/70 гг.); 2 — граниты рапакиви, вскрытые бурением; 3 — граниты рапакиви, предполагаемые по геофизическим данным; 4 — контуры массивов: а — четко отбивающиеся от геофизическим данным, б — нечетко отбивающиеся по геофизическим данным. Массивы: I — Рижский, II — Найссаарский, III — Мярьямааский, IV — Неэмеский, V — Эредаский.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ МАССИВОВ

Рижский массив (северная часть)

Рижский (Курземский) массив занимает акваторию Рижского залива, включая южную часть острова Сааремаа и Курземский полуостров, располагаясь таким образом на территории как Эстонской, так и Латвийской ССР. Массив выделен уже на схематической карте Э. Побула (1962). С учетом геологических данных он впервые охарактеризован С. Н. Тихомировым (1965). Новые геофизические данные позволяют несколько уточнить контуры массива. Однако и сейчас не все границы одинаково достоверно устанавливаются. В пределах Эстонской ССР четко прослеживаются северо-восточная и восточная границы, которые приурочены к резким градиентам в геофизических полях. На севере граница проводится условно, западная граница не установлена из-за отсутствия детальных геофизических данных.

Недостаточно изучено также внутреннее строение массива. Судя по геофизическим данным, оно является весьма сложным: в общем отрицательном магнитном поле с гравитационными минимумами наблюдаются протяженные участки, характеризующиеся положительными магнитными аномалиями и повышенными значениями силы тяжести. В последней интерпретации геофизических материалов, проведенной сотрудниками Института геологии АН ЭССР Э. Побулом, Р. Вахером и Х. Сильдвез, эти участки истолкованы как поля развития вмещающих рапакиви супра- и инфракрустальных пород. В результате этого массив распадается на ряд мелких массивов. При этом авторы отмечают, что указанные участки могут соответствовать также основным дифференциатам комплекса рапакиви. Нами массив условно рассматривается как единое целое.

В пределах Эстонской ССР Рижский массив разбурен двумя скважинами (Кингисепп СГ2 и Рухну 500). В обеих встречены близкие между собой гранит-порфиры рапакиви. Гранит-порфиры обладают микропегматитовой основной массой; в них встречаются редкие калишпатовые овоиды с плагиоклазовыми оболочками. В структурном и вещественном отношении они имеют до деталей полные аналоги среди гранофилов рапакиви Балтийского щита. К последним относятся гранофиры дна Ботнического залива, описанные П. Эскола и В. Вельтхейм (Eskola, 1928; Veltheim, 1962), а также некоторые микропегматитовые разности рапакиви Аландских островов (Savolahti, 1962).

На территории Латвии (данные А. П. Биркиса) развиты выборгиты, питерлиты и рапакивиобразные граниты. В южной части массива они сменяются комплексом мангеритовых гранитоидов, которые включают многочисленные тела анортозитов и по воз-

расту являются несколько более древними по сравнению с рапакви.

Скв. Кингисепп СГ2. По внешнему виду гранит-порфир (гранофир) скв. Кингисепп — однообразная по всему пройденному интервалу кирпично-красная мелкозернистая порода массивной текстуры. Гранит-порфир характеризуется лейкократовостью, большим содержанием калиевого полевого шпата и постоянным наличием аксессуарных апатита, флюорита, циркона и магнетита (табл. 4).

Приведенный в таблице модальный состав более или менее правильно передает количественные соотношения второстепенных составных частей. Соотношения полевых шпатов более достоверно отражаются в нормативном составе. Вызвано это тем, что плагиоклаз встречается главным образом в виде редких и относительно крупных неравномерно распределенных выделений.

Таблица 4

Количественный минералогический состав (объемн. %%)
гранит-порфира скв. Кингисепп СГ2

Модальный ² шлиф СГ2-29, глуб. 569,8 м		Нормативный ³ Средний их химических анализов СГ-28, глуб. 562,2 м и СГ2-28Г, глуб. 569,5 м	
калишпат	53,0	Or	35,6
кварц	30,0	Q	28,5
плагиоклаз (альбит)	10,9	Ab	25,0
		An	4,5
		} 29,5% Pl с 15% An	
хлорит (по биотиту)	4,8	Hy	1,7
кальцит	0,4	Ep	1,3
флюорит	0,3	Wo	0,5
магнетит	} 0,2	Mt	1,6
апатит		Ru	0,3
циркон			
лейкоксен			

² Подсчитан на столике Андина.

³ Вычислен из данных химического анализа методом П. Нинггли.

Наиболее существенными чертами гранит-порфира являются его порфировая структура, повсеместное развитие в основной массе микропегматита (вследствие чего породу можно определить также как гранофир) и наличие миароловых пустот. Эти особенности особенно ярко выражены под микроскопом, в то время как невооруженным глазом они рассматриваются с трудом из-за мелкозернистости породы.

Порфиновые вкрапленники величиной в 1—5 мм представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом; они занимают около одной десятой из общего объема породы.

Фенокристаллы калишпата имеют идиоморфно-таблитчатую форму и четкие ограничения, лишь изредка попадаются корродированные вкрапленники (табл. I, рис. 2). Плагиоклазовые вкрапленники обладают большими размерами, состоят из нескольких неделимых и имеют неправильные, извилистые очертания. Полевошпатовые вкрапленники служили ядрами для эвтектической кристаллизации: они всегда окружены оболочками микропегматита, которые, сливаясь, образуют основную массу (табл. I, рис. 1, 2, 3). Встречаются микропегматитовые каймы, в которых калиевый шпат имеет одинаковую с ядром оптическую ориентировку; чаще же калишпат кайм распадается на различно гаснущие участки, секториально разрастающиеся от ядра. Размеры вростков кварца в микропегматите постепенно увеличиваются по мере удаления от полевошпатовых ядер, составляя сотые доли мм на границе с вкрапленниками и 0,3—0,5 мм на периферии. Наиболее крупнозернистые микропегматитовые участки местами переходят в миароловые пустоты (табл. II, рис. 2 и 3). Последние представляют собой мелкие поры, до 1—2 мм в поперечнике, большей частью выполненные кальцитом. На стенках пустот и вросшихся в кальцит наблюдаются идиоморфные кристаллы кварца, флюорита, прозрачного альбита и хлорита. Форма их хорошо прослеживается под биноклем, после растворения кальцита 10%-ной соляной кислотой. Характерно, что кристаллики кварца имеют призматический, низкотемпературный габитус, в отличие от дипирамидального облика более раннего высокотемпературного кварца.

Породообразующие минералы представлены несколькими генерациями.

Калиевый полевой шпат присутствует в двух генерациях. К первой, более ранней, относится калишпат вкрапленников, ко второй — входящий в микропегматит. Калишпат обеих генераций нерешетчатый и пертитовый (пятнистый пертит разложения). Весьма характерно обилие пертитовых вростков плагиоклаза, которые более четко обособлены в калишпате второй генерации. Оптические и рентгенометрические константы (табл. 5) показывают, что калишпат неоднороден и в основном принадлежит к низкому триклинному ортоклазу согласно классификации А. А. Марфунина (1962).

Калишпат, особенно принадлежащий к первой генерации, мутен, интенсивно пигментирован красным дисперсным гематитом и нередко содержит мелкие выделения вторичных кальцита и хлорита. Редкие первичные включения представлены кварцем, плагиоклазом, флюоритом и хлоритом по биотиту. В некоторых кор-

Константы калишпата⁴

	Δ	2V
Обр. СГ2-28, глуб. 562,2 м	0,53; примесь с $\Delta=1,0$	-79°
Обр., шл. СГ2-29, глуб. 569,8 м	0,57; примесь с $\Delta=1,0$	-81°; -82°

⁴ Углы оптических осей 2V измерялись на федоровском столике ортоскопическим методом. Определения рентгеновской триклинности производились в Минералогическом кабинете кафедры геологии ТГУ методом рентгеновского дифрактометра (УРС-50 ИМ) на $\text{CuK}\alpha$ -излучении при скорости счетчика 0,5° в минуту по расщеплению пиков (131) и (131); дифрактограммы сняты К. Утсалом, индцирование проведено автором.

родированных вкрапленниках калишпата наблюдаются вдающиеся в него заливки и включения микропегматита.

Плагиоклаз образует либо крупные вкрапленники, состоящие из одного или нескольких таблитчатых кристаллов (первая генерация), либо отдельные зерна или каймы вокруг калишпата в наиболее крупнозернистой части основной массы (вторая генерация, структура рапакиви). Плагиоклаз первой генерации содержит антипертитовые пятна калиевого полевого шпата, серицитизирован и альбитизирован. Вкрапленники его обычно окружены оболочкой калишпата (антирапакиви-структура), переходящей затем в микропегматит (табл. II, рис. 1); реже они непосредственно граничат с микропегматитом, образуемым калишпатом и кварцем. Участия плагиоклаза в микропегматите, отмеченного С. Н. Тихомировым (1965), нами не наблюдалось.

Плагиоклаз основной массы свеж. Он обрывает (частично, по-видимому, замещает) выделения калишпата (табл. II, рис. 3), причем оптическая ориентировка его полностью совпадает с таковой пертитовых вростков. По определениям на федоровском столике плагиоклаз обеих генераций sdвойникован преимущественно по альбитовому закону и представлен чистым альбитом (0% An).

Кварц образует по меньшей мере три генерации. Кварц первой генерации — дипирамидальный кварц — встречается в виде идиоморфных четырехугольных или округлых сечений диаметром в 0,1—0,5 мм, которые иногда осложнены бухтообразными ветками микропегматита. Они приурочены к самой мелкозернистой зоне микропегматитовых кайм, на границе их с полевошпатовыми фенокристаллами (табл. I, рис. 3); очень редко дипирамидальный кварц образует самостоятельные ядра, вокруг которых разрастается микропегматит. Кварц второй генерации охватывает

около 90% всего кварца породы и слагает угловатые с прямолинейными ограничениями стерженки-ихтиоглипты в микропегматите. Кварц третьей генерации образует ксеноморфные по отношению к полевым шпатам, но идиоморфные в сторону миароловых пустот выделения, которые вместе с кальцитом, хлоритом и магнетитом заполняют промежутки между ранее образовавшимися кристаллами.

Кроме названных основных генераций кварца, в калишпатовых вкрапленниках встречаются включения его неправильной, ветвящейся формы, соответствующие «вогнутому наружу» кварцу Б. А. Попова (Великославинский, 1953). Они нередко ассоциируются с включениями тонкозернистого микропегматита и возникли, по-видимому, при раскристаллизации захваченных растущим полевым шпатом порций магмы (Savolahti, 1962).

Все виды кварца обладают нормальным погасанием, что свидетельствует об отсутствии позднейших явлений катаклаза.

Хлорит обладает ясным плеохроизмом от темнозеленого или буровато-зеленого по Ng до светло-желтого по Np. Он образует листочки, неравномерно загрязненные тонкой примесью гематита и лейкоксена. Форма, примеси, цвет и повышенные интерференционные окраски указывают, что хлорит преимущественно является продуктом разложения биотита.

В тесной пространственной связи с хлоритом встречаются неправильные выделения флюорита и кальцита, идиоморфные призмы циркона, угловатые кристаллы частично разложившегося

Таблица 6

Порядок кристаллизации минералов в гранит-порфире скв. Кингисепп СГ2

Место в стадии	Инtratеллурическая крист.		Кристаллизация на месте интрузии	
	Магматическая		Эпимагматическая	
	Надэвтектическая (Вкрапленники)	Эвтектическая (Микропегматит)	(Миароловые пустоты)	
плагноклаз	PII		PII	
калишпат	KspI	KspII		
кварц	QI	QII	QIII	
биотит и хлорит		Bi	Chl	
циркон				
магнетит				
флюорит				
карбонат				

магнетита, содержащего пластинки ильменита, и мелкие призмочки апатита. Среди аксессуарных минералов наиболее распространен флюорит; циркон обычен; апатит редок.

В структуре гранит-порфира исключительно четко запечатлен ход кристаллизации магмы, который схематически изображен на табл. 6.

Выделяется три главных стадии кристаллизации: магматическая интрателлурическая, магматическая эвтектическая и эпимагматическая.

К интрателлурической стадии (в некоторой мере условно) относятся порфировые вкрапленники плагиоклаза и калишпата. Первым, очевидно, начал кристаллизоваться плагиоклаз: вкрапленники его по размерам несколько раз превосходят вкрапленники калишпата. Через некоторое время к плагиоклазу присоединяется калишпат. В силу каких-то изменений внешних условий (возможно, уменьшение давления при перемещении магмы и связанная с этим потеря летучих), плагиоклаз становится неустойчивым, корродируется и частично замещается калишпатом с образованием «структуры антирапакиви». Калишпат продолжает выделяться до момента занятия магмой камеры интрузии. Учитывая характер фенокристаллов калишпата и химизм породы, можно считать, что калишпат кристаллизовался в основном как надэвтектический компонент. Одновременно с калишпатом в небольшом количестве кристаллизуются биотит и флюорит, наблюдающиеся в виде редких включений в калишпате первой генерации.

Переход ко второй стадии (кристаллизация на месте интрузии) знаменуется наиболее резким изменением условий кристаллизации, в первую очередь, падением температуры. Кристаллизация начинается с выделения кварца первой генерации. Вкрапленники дипирамидального кварца нельзя отнести к интрателлурическим образованиям, так как они практически никогда не выступают в качестве самостоятельных ядер для разрастания микропегматита, что наблюдается у всех без исключения вкрапленников полевых шпатов. Выделения дипирамидального кварца очень мелкие, они приурочены к наиболее мелкозернистым участкам микропегматита и обнаруживают признаки продолжения роста в начале кристаллизации микропегматита. Поэтому они рассматриваются нами как выделения избыточного компонента в новых, измененных условиях кристаллизации.

Основное содержание второй стадии составляет следующая за кварцем эвтектическая кристаллизация калишпата и кварца с образованием микропегматитовой основной массы, слагающей около 85% всего объема породы. В небольшом количестве второстепенные и аксессуарные минералы кристаллизуются в эту стадию, особенно в ее заключительной части (табл. 6).

В целом, вторая стадия — стадия быстрой и высокотемпературной кристаллизации. Зарождение дипирамидального кварца в немногих центрах кристаллизации и тонкозернистое строение микропегматитовой массы возле полевошпатовых ядер указывают на состояние переохлаждения в момент интрузии и, возможно, на потерю летучих компонентов. По мере выделения микропегматита режим кристаллизации стабилизируется; начинается накопление летучих, выражающееся в прогрессивном укрупнении зерна микропегматита. В конце стадии температура кристаллизации заметно снижается (высокое содержание минерализаторов) и происходит постепенный переход в позднюю, третью стадию.

В течение третьей стадии кристаллизуется главная часть темноцветных и аксессуарных минералов, продолжает выделяться кварц, но уже в низкотемпературной форме. В качестве новообразования появляется альбитовый плагиоклаз, обрастающий калишпат и тем самым создавая неясно выраженную структуру рапакиви. Кристаллизация заканчивается выделением кварца, флюорита и кальцита. Кристаллизация носит явно низкотемпературный, гидротермальный характер. Воздействием остаточного раствора объяснимы также альбитизация и эпидотизация плагиоклаза первой генерации и хлоритизация биотита. Такое постмагматическое изменение гранитных пород известно как гельсинкитовое или унакитовое (Wahl, 1964).

Таким образом, все структурные особенности свидетельствуют о близкповерхностном формировании Кингисеппского гранит-порфира.⁵

О химизме гранит-порфира дают представление данные двух химических анализов (табл. 20). Наблюдаемое расхождение между ними отчасти обусловлено присутствием следов выветривания в ан. 1 (обр. СГ2-28). Химический состав гранит-порфира в общем соответствует богатым калием гранитам. На диаграмме А. Н. Заварицкого, на которую для сравнения нанесены составы основных типов рапакиви Выборгского массива по данным Д. А. Великославинского (1953) (рис. 4), векторы гранит-порфира располагаются близко к векторам порфиroidного рапакиви и среднего состава выборгита. Основное отличие от выборгитов заключается в несколько большем значении s и в меньшем значении величин b , c и c' , т. е. обогащенностью кварцем, лейкократовостью породы, меньшим содержанием анортитового компонента и кальциевого составляющего в темноцветных минералах.

Скв. Рухну 500. Скважиной вскрыт на протяжении 3,5 м однородный значительно выветренный гранит-порфир с микро-

⁵ К такому же выводу пришли К. Менс и П. Вингиссаар, впервые давшие общее описание керна скв. Кингисепп СГ2.

пегматитовой основной массой. По составу и структуре гранит-порфир имеет большое сходство с кингисеппским. Поэтому ограничиваемся его общей характеристикой.

Микроскопически это лейкократовая варьирующая от мелко-среднезернистой порода массивного сложения и кирпично-красной окраски. Основная масса гранофировая, с очень изменчивой величиной зерна (сотые доли мм до 1—2 мм). Порфиновые вкрапленники полевых шпатов мелки (1—3 мм, реже до 8 мм) и практически не выделяются на фоне основной массы. Зато хорошо видны мелкие (0,3—0,5 мм, редко до 1 мм) изометрические зерна серого кварца. Присутствие относительно крупных фенокристаллов дипирамидального кварца является главной отличительной чертой описываемого гранит-порфира в сравнении с кингисеппским. Кроме того, в выветрелых образцах наблюдаются неправильно-округлые овоидоподобные выделения калишпата диаметром 0,5—1,0 см, которые окружены каймой полностью каолинитизированного полевого шпата. Микроскопически удалось наблюдать, что здесь, как и в кингисеппском гранит-порфире, калишпатовые выделения основной массы обрастают альбитизированным плагиоклазом.

Порфиновые вкрапленники представлены главным образом калишпатам и кварцем. Они служат центрами кристаллизации микропегматитовой основной массы, образуемой также калишпатам и кварцем. Характерно, что фенокристаллы не имеют кристаллографически правильных очертаний и по краям сильно корродированы. На стыке с фенокристаллами основная масса имеет очень тонкозернистое строение. Эти особенности, по-видимому, свидетельствуют о значительном переохлаждении магмы в момент интрузии.

Из полевых шпатов сильно доминирует калиевый полевой шпат. Он имеет резко выраженное пертитовое строение и интенсивно пигментирован красным окислом железа. Согласно

Таблица 7

Константы калишпата

Обр., шл.		Δ^6	2V
N	Глуб., м		
500-1	785,7	0,40	—61°; —65° — калишпат основной массы —56°; —58° — калишпат вкрапленников
500-2	786,4	0,20	
500-3	786,8	0,39	
500-4	787,4	0,00	

⁶ Определения произведены Р. Моотсе.

А. С. Марфунину, калишпат относится к высокому и промежуточному ортоклазу или к высокому триклинному ортоклазу (табл. 7).

Темноцветный минерал гранит-порфира представлен хлоритизированным биотитом. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, флюорит и магнетит.

Найссаарский массив.

Найссаарский массив имеет размеры не менее чем 15×15 км и изучен в скважинах Найссаар 120, Мурасте 115 и Таллин Р-22. Строго говоря, принадлежность этих скважин к одному массиву неопровержимо не доказана, ибо имеющиеся данные не позволяют четко ограничивать массив. Выделение массива базируется на сходном геофизическом поле, на пространственной близости названных скважин и на общих чертах сходства между вскрываемыми ими гранитами.

Рапакиви Найссаарского массива представлен крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами и жильной фацией в виде унакитового (гельсинкитового) микросенита. Общими для гранитов чертами являются лейкократовый облик и в различной степени проявленная трахитоидная текстура.⁷ Наиболее полно трахитоидность развита в граните из скв. Найссаар, хуже и неповсеместно в граните скв. Мурасте. Угол падения трахитоидности выдержан в обоих случаях и составляет около 45° относительно оси зерна. По остальным признакам граниты отдельных скважин заметно различаются, что заставляет характеризовать каждый из них в отдельности.

Гранит скв. Таллин Р-22 — крупнозернистый слегка порфиroidный биотитовый гранит почти массивного сложения. Гранит вскрыт в зоне выветривания и на небольшую глубину, из-за чего некоторые детали его строения остаются неизвестными. Так, плагиоклаз в породе полностью разложен и присутствует в шлифе в виде каолиновых псевдоморфоз. Не обнаружен также характернейший аксессуарный минерал гранитов рапакиви флюорит. Флюорит, по всей вероятности, подвергся разложению подобно плагиоклазу. Необходимо отметить, что флюорит очень неустойчив в условиях гипергенеза и исчезает одним из первых в зоне дезинтеграции и выщелачивания. Это прекрасно устанавливается в разрезе Мурастеского гранита.

По характеру остальных минералов описываемый гранит можно все же уверенно отнести к гранитам рапакиви.

⁷ Трахитоидный рапакиви впервые выделен Д. А. Великославинским (1953) в Выборгском массиве.

Калишпат в нем образует крупные, до 2—3 см в поперечнике толстотаблитчатые кристаллы с карлсбадскими двойниками; для него характерны обильные пертитовые вроски и зональность, обусловленная неравномерным распределением их. Участками калишпат обладает решетчатым строением; рентгеновская триклинность в обр. 22-4 (глуб. 137,0 м) $\Delta=0$, с примесью фазы, имеющей $\Delta=0,65$. Кварц образует дипирамидальные и «вогнутые наружу» включения в калишпате и зерна неправильной формы в основной массе. Биотит зеленовато-коричневый, темноокрашенный, с резким плеохроизмом до зеленовато-желтого. В качестве аксессуарных минералов встречаются апатит и идиоморфно-призматический циркон.

Гранит скв. Мурасте 115 характеризуется заметными колебаниями зернистости и текстуры и относительной мелкозернистостью, чем отличается от остальных порфириовидных гранитов рапакиви Эстонии. В неравномерно-среднезернистой основной массе, слагаемой полевыми шпатами, кварцем и биотитом, содержатся редкие, величиной до 3 см, таблитчатые по (010) выделения розового каллевого полевого шпата. (Табл. IV, рис. 1). Таблички калишпата основной массы местами расположены субпараллельно, создавая в общем неясно выраженную трахитоидность. Плагноклазовых оболочек вокруг выделений калишпата не подмечено.

Минералогический состав гранита Мурасте (табл. 8) вполне соответствует составу рапакиви. Отличительной особенностью породы является присутствие значительного количества мусковита, образовавшегося в позднемагматическую стадию.

Таблица 8

Количественный минералогический состав (объемн. %) порфириовидного гранита скв. Мурасте 115

Модальный		Нормативный	
шл-ы 115-4 ¹ , глуб. 190,0 м и 115-117, глуб. 195,5 м		обр. 115-117, глуб. 195,5 м	
калишпат	40,2	Or	36,2
кварц	27,1	Q	26,2
плагноклаз	24,3	Ab	27,5
(олигоклаз + альбит)		An	5,3
биотит	3,6	Hu	2,9
мусковит	3,5	En	0,8
кальцит	0,7	Wo	0,1
флюорит	0,4	Mt	0,5
циркон	}	Ap	0,3
апатит		Ru	0,2
магнетит			
			32,8 Pl с 16% An

Калиевый полевой шпат слагает sdвойникованные по карлсбадскому закону таблитчатые кристаллы длиной в среднем 0,5—1,5 см. Почти все они, а особенно вкрапленники, обнаруживают сложную зональность, которая обусловлена несколькими явлениями. Во-первых, она создается цепочкой округлых и дипирамидальных включений кварца, расположенной по кристаллографическим очертаниям или по овалу, т. е. наличием маргинационной структуры. Отдаление цепочки кварцевых вростков от центра кристалла калишпата зависит от величины кристалла-хозяина; для крупных выделений это расстояние больше, для мелких — меньше. Расстояние до края кристалла (толщина оболочки, выросшей после захвата включений) остается примерно постоянным и составляет 1—1,5 мм. Внутри от зоны включений дипирамидальный кварц практически не встречается; здесь отмечаются лейсты плагиоклаза, также ориентированные по кристаллографическим очертаниям калишпата, иногда листочки биотита и редкие «вогнутые наружу» выделения кварца. В краевой же зоне зерна дипирамидального кварца обычны.

Таблица 9

Оптические и рентгенографические константы
породообразующих минералов гранита скв. 115 (Мурасте)

Обр., шл.		Ksp		Pl	Bi
№	Глуб м	2V	Δ	% An	Nm
115-110	187,9	—65°, —68°, —71°		7	1.675 ± 0.002
115-4 ^I	190,0	—75°, —78°, —88°		3; 5	
115-4 ^{III}	190,0			21-13 ⁸	
115-112	190,1			26-5	
115-113	190,9	—81°, —80°		27-6	
115-114	192,0		0,73		
115-116	194,6	—68°, —71°, —81°, —86°	0, примесь 0,64 (край);	11-4	
		—71°, —78°, —81°, —86°, —87°	0,58 (центр. часть кристалла)		

⁸ Здесь и в дальнейшем цифры, написанные через черточку, обозначают состав плагиоклаза в различных зонах, начиная от центральной.

Во-вторых, зональность калишпата проявляется в чередовании различно упорядоченных фаз, что наблюдается в скрещенных николях (табл. IV, рис. 2; табл. V, рис. 2) и подтверждается определениями свойств калишпата (табл. 9). Преобладает нерешетчатая, близкая к моноклинной фаза, часто обладающая пятнистым погасанием с $2V = -68^\circ$ до -75° . Четкорешетчатый калишпат, если вообще встречается, то только в ядре, где сла-

гает зону изменчивой мощности и неправильных очертаний, при-
мыкающую изнутри к цепочке кварцевых включений. В других
случаях четкорешетчатая разность отсутствует и наблюдается
неяснорешетчатая фаза с $2V = -81^\circ$ до -86° , образующая тонкие
неоднократно повторяющиеся зоны, которые обладают четкими
кристаллографическими очертаниями и сопровождаются зональ-
но распределенными выделениями пертита (табл. V, рис. 1).
Последний тип зональности характерен и для внешних оболочек
калишпатовых выделений.

Таким образом, характер калишпата свидетельствует о слож-
ной, ритмической и сравнительно быстрой кристаллизации маг-
мы. Закономерности зональности указывают на то, что ядра
калишпата (до зоны дипирамидального кварца) кристаллизова-
лись в существенно отличных от более поздней генерации усло-
виях, возможно как интрателлурические вкрапленники. Если это
предположение правильно, то структура Мурастеского гранита
по существу является порфировой, аналогично гранит-порфирам
скв. Кингисепп.

Плагиоклаз также обладает зональным строением. Внутрен-
няя, большая часть зерен представлена олигоклазом (табл. 9),
сдвойникованным по альбитовому и карлсбадскому законам; она
обычно сильно серицитизирована (мусковитизирована) с одно-
временным обособлением кальцита и флюорита. Ядро окружено
узкой свежей зоной альбита с альбитовыми двойниками. Пла-
гиоклаз встречается в относительно идиоморфных таблитчатых
кристаллах, несколько более идиоморфных, чем выделения кали-
шпата.

Кварц встречается главным образом в двух формах — в виде
идиоморфного дипирамидального кварца, образующего включе-
ния в калишпате, реже — выделения основной массы, и в виде
ксеноморфного кварца в основной массе. Сравнительно редко и
только в ядрах калишпатовых вкрапленников наблюдаются «вог-
нутые наружу» выделения. Дипирамидальный кварц имеет дым-
чато-серую окраску. Кварц обладает нормальным или слабovol-
нистым погасанием.

Биотит темно-бурый, высокожелезистый (табл. 9), плеохрон-
рующий до светло-желтого. Он содержит мелкие идиоморфные
призмы циркона и апатита, окруженные плеохроичными орео-
лами. Биотит часто хлоритизирован с выделением лейкоксена.

Мусковит и кальцит вместе с ассоциирующим с ними флюо-
ритом являются типичными позднемагматическими образова-
ниями, развивающимися по плагиоклазу с альбитизацией послед-
него. Флюорит, кроме того, образует и самостоятельные выделе-
ния, обычно ассоциирующие с биотитом и проявляющие четкий
ксеноморфизм по отношению к породообразующим минералам.
Флюорит в шлифе бесцветен или пятнами окрашен в фиолетовый
цвет.

Химический состав Мурастеского гранита близок к составу Кингисеппского гранит-порфира (табл. 20, рис. 4). По сравнению с рапакиви Выборгского массива Мурастеский гранит содержит значительно больше щелочей и кремнекислоты и меньше компонентов, входящих в темноцветные минералы. На диаграмме, по А. Н. Заварицкому, вектор Мурастеского гранита примыкает к полю аплитов рапакиви.

По имеющимся данным скв. Мурасте располагается на окраине Найссаарского массива. Наблюдаемые в граните признаки гипабиссальной кристаллизации — порфировая структура, относительно мелкозернистое строение основной массы и резко выраженная в структуре периодичность кристаллизации — позволяют рассматривать его как приконтактовую разновидность массива. Это подтверждается характером позднемагматического изменения. Согласно А. Саволахти (1962), в приконтактовых рапакиви довольно часто наблюдаются явления калиевого метасоматоза и флюоритизации под влиянием неостывших порций магмы во внутренних частях интрузий.

Скв. Найссаар 120. Граниты рапакиви вскрыты в интервале 133,4—145,0 м. Верхняя часть разреза до глубины 140,5 м слагается трахитоидным гранитом рапакиви, который ниже сменяется на унакитизированную разность. Переход этот не представлен керном, но, по-видимому, является быстрым. Степень унакитизации возрастает к низам разреза, где на глубинах 143,8—144,0 м и 144,2—244,4 м встречены жилы мелкозернистого унакит-сиенита. Жилы залегают согласно с трахитоидной текстурой вмещающего гранита, угол падения которой составляет около 45°.

Таблица 10

**Нормативный минералогический состав пород
из скв. Найссаар 120 (объемн. % %)**

Трахитоидный гранит рапакиви обр. 120-105, глуб. 138,2 м		Унакитовый микросиенит обр. 120-118, глуб. 144,4 м	
Or	43,5	Or	31,7
Q	22,1	Q	2,5
Ab	22,5	Ab	45,5
An	6,3	An	11,2
Hy	2,0	Hy	1,6
Ep	1,5	Ep	0,9
		Cord'	2,4
Mt	1,8	Mt	3,8
Ap	0,1	Ap	0,2
Ru	0,2	Ru	0,2
} 28,8% Pl с 22% An		} 56,7% Pl с 20% An	

Трахитоидный рапакиви скв. 120 — порфиroidная порода, содержащая частые субпараллельно ориентированные весьма идиоморфные таблички калишпата. Длина калишпатовых кристаллов плавно меняется в пределах 0,2—3 см, иногда до 4—5 см, в связи с чем отождествление порфиroidных вкрапленников на фоне среднезернистой основной массы сопряжено с трудностями (табл. III, рис. 2). Приблизительный минералогический состав: калишпат 45—50%, альбит-олигоклазовый плагиоклаз 20—25%, кварц 20—25%, биотит 7%. Нормативный минералогический состав приведен в табл. 10. Аксессуарные минералы представлены псевдоморфозами окислов железа по идиоморфным кристаллам ортита, идиоморфными призмочками циркона, небольшими бесформенными выделениями флюорита и редкими зернами магнетита и апатита. Из вторичных минералов наблюдаются темно-зеленый хлорит, развывающийся по биотиту, серицит и отдельные зерна эпидота (по плагиоклазу) и тонкодисперсный гематит, импрегнирующий различные минералы и придающий породе буровато-красный оттенок.

Таблица 11

Оптические и рентгенографические константы полевых шпатов пород скв. Найссаар 120

Тип породы	Обр., ш.п.		Ksp		% An Pl
	№	Глуб. м	2V	Δ	
Трахитоидный гранит	120-104	137,9		0+0,48	
—, —	120-105	138,2	—75° —78°; —75°;	0	
—, —	120-106	138,3	—67°; —68°		11-5
Унакитизированный трахитоидный гранит	120-112	142,5		0,89	2
Унакитовый микросениит	120-116	143,9	—86°		2

Как видно из табл. 11, калишпат трахитоидного гранита относится к ортоклазу. Он обладает волокнисто-пертитовым нерешетчатым строением. В краевых частях некоторых кристаллов пертитовые вроски расположены закономерно, повторяя кристаллографические очертания калишпата и создавая плохо выраженную зональность. Около этих зон калишпат обнаруживает неясно-решетчатую структуру и более высокую степень триклинности. Так, в обр. 120-104 центральная часть фенокристалла калишпата представлена рентгеновски чистой моноклинной фазой с $\Delta=0$, а краевая часть — смесью фаз с $\Delta=0$ и $\Delta=0,48$

при преобладании первой (табл. 11). Ортоклаз обычно сдвойникован по карлсбадскому закону (табл. V, рис. 3). Включения плагиоклаза и дипирамидального кварца встречаются относительно редко, но если встречаются, то всегда размещаются зонально в краевых частях ортоклазовых вкрапленников.

Кварц образует идиоморфные дипирамидальные выделения, ксеноморфные зерна и редкие «вогнутые наружу» включения в ортоклазе; обладает нормальным погасанием.

Плагиоклаз обычно серицитизирован; с агрегатом серицита ассоциируют зерна флюорита и, реже, эпидота. Свежие и слабо-серицитизированные зерна обнаруживают зональность: центральные части слагаются олигоклазом, узкие края — альбитом (табл. 11).

Биотит темноокрашенный и с резким плеохроизмом от зелено-вато-черного по Ng до желтого по Np. Как правило, он частично изменен — хлоритизирован и гематитизирован по плоскостям спайности.

По химическому составу трахитоидный гранит рапакиви близок к Мурастескому граниту и гранит-порфиру Кингисеппской скважины, отличаясь несколько большими величинами b и a (табл. 20, рис. 4). Из главных разновидностей Выборгского массива он имеет наибольшее сходство с некоторыми выборгитами (Великославинский, 1963).

Унакитизированный гранит рапакиви по внешнему облику мало чем отличается от описанного; это такой же трахитоидный гранит, обладающий только более темной красной окраской. Последняя вызвана гематитовой пигментацией вкрапленников калишпата, особенно интенсивно развивающейся по их краям и по отдельным трещинам, где калишпат окрашен в яркий кирпично-красный цвет.

Под микроскопом выявляется ряд отличий от неизмененных пород.

Калишпат помутнен — пелитизирован и пропитан тонкодисперсным гематитом; аналогично неизмененным рапакиви он представлен таблитчатыми кристаллами с нерешетчатым строением, однако обнаруживает более высокую степень триклинности (табл. 11).

Кварц и плагиоклаз перекристаллизованы. В обоих наблюдаются многочисленные призматические и игольчатые кристаллы эпидота типа пистацита, неравномерно окрашенного в бледный желто-зеленый цвет (табл. VI, рис. 1). Плагиоклаз преобразован в незональный альбит, хорошо сдвойникованный по альбитовому закону; кроме эпидота он содержит листочки хлорита и множество мельчайших включений жидкости, придающих ему своеобразный серый оттенок. Альбит образует таблитчатые выделения с неровными очертаниями, которые корродируют кварц, в меньшей мере — калишпат. Кварц проявляет явный ксеноморфизм по

отношению к альбиту и эпидоту, но иногда разъедает калишпат; обладает нормальным погасанием.

Вместо биотита в породе встречается темно-зеленый с заметным плеохроизмом хлорит, образующий отдельные пластинки псевдоморфозы по биотиту) или червеобразные чешуйчатые агрегаты. С хлоритом ассоциируют небольшие скопления лейкоксена и гематита.

Типичный для гранитов рапакиви флюорит не отмечается; остальные акцессорные минералы сохраняются.

Унакитовый микросиенит — мелкозернистая аплитовидная жильная порода, которая по химическому составу соответствует сиениту, а в минералогическом отношении слагается типичной унакитовой (гельсинкитовой) ассоциацией (Wahl, 1964; Eskola, 1928). Эта ассоциация состоит из альбита, калишпата, эпидота, хлорита и кварца. Относительные количества альбита и калишпата соответствуют нормативному составу (табл. 10), остальные наблюдаются в шлифе в следующих количествах: эпидот 10—15%, хлорит 2—3%, кварц 3%. Акцессорные минералы представлены округлыми и шестоватыми кристаллами апатита, редкими неправильными выделениями сфена и единичными идиоморфными призмами циркона. Структура породы неравномерно-аллотриоморфозернистая, участками пойкилитовая, текстура — массивная (табл. VI, рис. 2).

По оптическим свойствам порообразующие минералы очень близки к минералам унакитизированного рапакиви. Альбит — мутный от посторонних примесей, незональный, хорошо сдвойникованный — образует выделения с извилистыми очертаниями, достигающие иногда значительных размеров (2—5 мм). Калишпат еще более ксеноморфен. Таблитчатые выделения его, нередко обнаруживающие карлсбадские двойники, имеют очень прихотливые очертания, явно ксеноморфные по отношению к альбиту и корродированные им. Калишпат помутнен частичками глинистых минералов и гематита; обладает пертитовым нерешетчатым или неяснорешетчатым строением, но судя по углу оптических осей, относится к микроклину.

Кварц встречается либо в виде мелких округлых включений в калишпате, либо в виде самостоятельных зерен, которые включают многочисленные призмочки эпидота и разъедаются альбитом. Характерно отсутствие волнистого погасания.

Эпидот типа пистацита присутствует в виде включений в кварце и альбите. Хлорит обладает зеленовато-черной окраской и четким плеохроизмом; образует чешуйки и пластинки, ассоциирующие главным образом с эпидотом.

Эпидото-хлорито-альбитовые граниты и микросиениты скв. 120 в вещественном отношении вполне сравнимы с унакитами (гельсинкитами) Финляндии (Wahl, 1964).

Химический состав микросиенита (табл. 20) характеризуется высоким содержанием щелочей, а особенно Na_2O и пересыщенностью Al_2O_3 . На диаграмме А. Н. Заварицкого векторы его располагаются в поле сиенита, отличаясь высокими значениями a и c (рис. 4). Микросиенит имеет полное химическое сходство с мелкозернистым унакитом из Швеции (Wahl, 1964; анал. IV).

Особенностью унакитовой минеральной ассоциации является то, что анортитовая составляющая не входит в состав плагиоклаза, а полностью связана в эпидот. Такое распределение характерно для низкотемпературной (гидротермальной) кристаллизации, что и признается всеми исследователями унакитов. Однако, существуют различные взгляды относительно способа образования унакитовой ассоциации. Финскими геологами эпидот и альбит рассматриваются как первичные минералы, кристаллизовавшиеся из богатой водой магмы при низкой температуре и высоком давлении (Wahl, 1964). Другие исследователи считают эпидот, альбит и хлорит вторичными (Елисеев, 1963).

В нашем случае унакитизированный гранит рапакиви является примером вторичного изменения. При этом с большой вероятностью устанавливается, что изменение вызвано воздействием микросиенита: жилы окружены ореолом постепенно затухающего изменения. Значительное протяжение ореола (истинная мощность зоны изменения в одну сторону составляет около 2 м), характер контактов жил (четкие, но спаянные) и микроструктурные особенности унакитизированной породы свидетельствуют о том, что внедрение микросиенита происходило в еще неполностью охлажденную среду. Возможно, что унакитизация гранита рапакиви сопровождалась некоторым привнесом натрия и выносом калия.

Сложнее интерпретировать становление унакитового микросиенита. Имеются все же признаки, указывающие на наложение унакитизации и здесь: имеются остатки более высокотемпературной минеральной ассоциации, образовавшейся в начале кристаллизации микросиенита.

Итак, унакитизация пород скв. 120 представляется как гидротермальное изменение под влиянием обогащенного водой и натрием остаточного раствора в позднюю стадию становления микросиенита.

Мярьямааский массив

Массив представляет собой дискордантное относительно вмещающих толщ тело, имеющее в плане овальное очертание с осями около 25 км и 17,5 км. Он четко оконтуривается в магнитном поле, благодаря высокой магнитности слагающих его пород (рис. 2, табл. 2). Произведенные В. И. Мосиной расчеты глубины за-

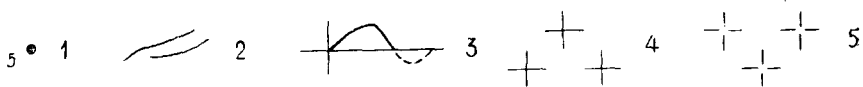
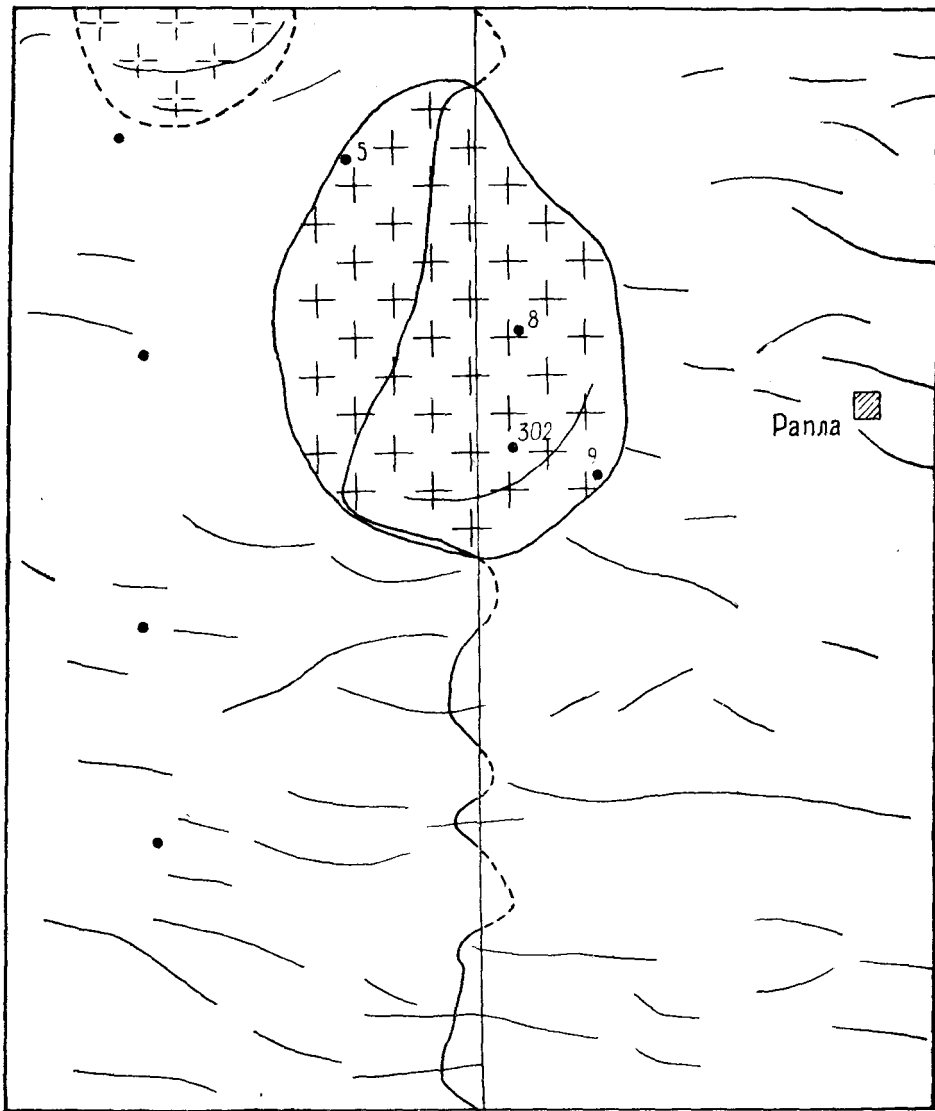


Рис. 2. Схема строения Мярьямааского массива и его окружения. Схема составлена по материалам аэромагнитной съемки среднего масштаба. 1 — буровые скважины; 2 — оси магнитных аномалий; 3 — график ΔT ; 4 — геологически установленные граниты рапакиви; 5 — предполагаемые по геофизическим данным граниты рапакиви.

легания нижней кромки магнитовозмущающих тел указывает на большую глубину (до 10 км) распространения магнитных пород.

Геологически Мярьямааский массив изучен в четырех скважинах: Нисси 5, Варбола 8, Ваймыйза 9 и Ваймыйза 302. Первые три скважины вскрыли фундамент на небольшую глубину; встреченные породы аналогичны породам скв. Ваймыйза 302, которая прошла по фундаменту около 220 м. Поэтому дальнейшее описание опирается в основном на материалы скв. Ваймыйза 302.⁹

Мярьямааский массив слагается крупнозернистым порфировидным гранитом, который сечется жилами аплита рапакиви. Гранит обладает рядом специфических черт, обусловленных явлениями гибридности. Во-первых, он имеет весьма меланократовый облик, характеризуясь повышенным содержанием биотита, к которому иногда прибавляется роговая обманка. Во-вторых, гранит несет богатую и разнообразную ассоциацию аксессуарных минералов, составляющих из объема породы 2—4%. В относительно больших количествах встречаются сфен и магнетит, в меньших — флюорит, апатит, циркон, пирит и рутил. В-третьих, характерны вариации соотношений темноцветных и светлых составляющих и кучное распределение темноцветных и аксессуарных минералов. Неоднородность строения подчеркивается присутствием чужеродных включений. Последние образуют небольшие (мощностью до 5—7 см) линзовидные участки мелко- до среднезернистого сложения, обогащенные темноцветными и аксессуарными минералами. (табл. VII, рис. 1). Состав включений весьма основной и отличается высоким содержанием титана и железа. Включения интерпретируются нами как неполностью ассимилированные ксенолиты основных интрузивных или метаморфических пород.

По ряду признаков (количество темноцветных минералов, величина числовой характеристики b по А. Н. Заварицкому, относительно высокая основность плагиоклаза и др.) породы Мярьямааского массива можно было бы отнести к гранодиоритам. Однако имея в виду повышенное содержание щелочей, особенно калия, свойственное калиевым гранитам, и принадлежность к группе рапакиви, они нами условно названы гранитами.

Макроскопически гранит Мярьямаа — розовато-серая порфировидная крупнозернистая порода с неравномерным распределением темноцветных компонентов. Она содержит округлые выделения кварца величиной в 1—4 мм, часто обладающие голубовато-молочной окраской. Как и в граните рапакиви Эреда, окраска обуславливается нахождением в кварце мельчайших иголочек рутила. Фенокристаллы представлены розовым микроклином. Количество их небольшое, но они достигают значительных размеров, до 1,5—3,0 см, реже до 4—5 см в поперечнике. Микроклин

⁹ Макроскопическое описание керна проведено С. Йыги и Х. Перенс.

гранита рапакиви Мярьямааского массива

тивный

Обр. 302-92, глуб. 478,4 м	Обр. 302-1, глуб. 480,5 м	Обр. 302-2, глуб. 485,0 м	Обр. 9-12, глуб. 327,0 м	Обр. 5-1, глуб. 249,7 м
30,7	29,1	30,8	31,1	33,3
20,2	21,3	20,3	19,9	17,7
26,8 } 35,6%	25,8 } 38,3%	27,3 } 36,8%	22,9 } 35,1%	23,8 } 36,1%
8,8 } Pl с	12,5 } Pl с	9,5 } Pl с	12,2 } Pl с	12,7 } Pl с
25% Ap	33% Ap	26% Ap	35% Ap	35% Ap
3,5	4,3	2,9	2,3	3,4
4,5	3,5	4,0	5,0	3,4
1,5	—	1,6	0,8	0,7
2,4	2,4	2,4	4,1	3,4
0,9	0,5	0,6	1,1	1,0
0,7	0,6	0,6	0,6	0,6

Нередко в зернах плагиоклаза основной массы наблюдаются мелкие участки антипертита и коррозия микроклином с последующим образованием мирмекита. Метасоматическое развитие микроклина по плагиоклазу не имеет широкого размаха; оно происходило в позднюю стадию образования породы и, по-видимому, связано с выравниванием состава в процессе гибридизации. Микроклинизация и мирмекитизация, не свойственные остальным гранитам рапакиви Эстонии, сближают гранит Мярьямаа с позднекинематическими микроклиновыми гранитами.

Кварц образует 3 типа выделений, принадлежащие по крайней мере к двум различным генерациям: 1) идиоморфный дипирамидальный кварц, находящийся в виде включений в микроклине и отдельными округлыми зернами в основной массе (ранняя генерация); 2) редко встречающиеся «вогнутые наружу» выделения в микроклине; 3) ксеноморфные выделения основной массы (поздняя генерация). Кварц обладает нормальным или слабым волнистым погасанием.

Биотит бурый, с ясным плеохроизмом до светло-желтого, относительно магнезиальный (табл. 13). Листочки его располагаются скоплениями, к которым приурочены также акцессорные и рудные минералы (табл. VIII, рис. 1). Местами наблюдается коррозия биотита плагиоклазом и микроклином.

Роговая обманка — синевато-зеленая, с низким двупреломлением и сильной дисперсией осей индикатрисы — возможно, феррогастингситовая. $2V \sim 40-45^\circ$, $\angle CNg = 18^\circ$. Плеохроизм: по Ng — синевато-зеленый, по Nm — синевато-зеленый, по Np — желтовато-зеленый; $Ng \geq Nm > Np$. Роговая обманка встречается

Константы порообразующих минералов пород скв. Ваймыза 302

Типы породы	Обр., шл.		Pl % An	Ksp	2V	Bi Nm
	N	Глуб., м		Δ		
Порфировидный гранит рапакиви	302-1001	304,0	37-26			
„	302-2	306,0	34-12; 36			
„	302-14 ^A	330,7		0,66	-75°, -79°, -80°	
„	302-1005	331,0		0,80; 0,90; 0,91		1,644
„	302-1006	332,2	38; 25			
„	302-25	352,0	30			
„	302-1010	363,0	29; 32; 33	0,83	-78°, -79°, -80°	1,636
Гранит рапакиви с ксено- литами основной поро- ды	302-15	332,0	30			
„	302-1013	386,9	37			1,633
„	302-72	483,4	45—32			
„	302-111	517,2	34; 31			
„	302-112	518,3	35			
Аплит рапакиви	302-53	402,8	20—6			
„	302-54	403,1	15			
„	302-85 ^A	464,8	31—23			

спорадически, и, как правило, в виде мелких округлых зерен в плагиоклазе.

Акцессорный сфен, апатит, циркон и флюорит относятся к редкоземельным — образуют плеохроичные ореолы в биотите. Сфен обладает буровой окраской и слабым плеохроизмом; образует изометрические выделения, нередко окаймляющие зерна магнетита; местами частично разложен с образованием лейкоксена или кальцита и анатаза. Апатит присутствует в виде призм и округлых зерен, циркон — в виде идиоморфных призм с коэффициентом удлинения около 6:1 до 2:1. Флюорит образует либо мелкие включения в плагиоклазе, либо выполняет промежутки в основной массе. Тонкоигольчатый рутил встречается в дипирамидальных кварцевых выделениях основной массы. Магнетит и пирит (преобладает первый) встречаются совместно в виде изометрических с неправильными очертаниями зерен.

По химическому составу мярьямааские граниты существенно отличаются от остальных гранитов рапакиви Эстонии (табл. 20). На диаграмме, по А. Н. Заварицкому, точки составов ложатся в поле, которое по величине *b* соответствует гранодиоритам. В то же время по значениям *a* и *c* граниты Мярьямаа тождественны с калиевыми гранитами и рапакиви. Из рапакиви Балтийского щита граниты Мярьямаа аналогичны лапее-граниту (рис. 4). Обращает на себя внимание кучность расположения фигуративных точек, указывающая на то, что наблюдаемая минералогическая неоднородность имеет небольшие масштабы.

Перекристаллизованные ксенолиты — меланократовые мелко- до среднезернистые участки почти массивного сложения, в которых наблюдаются единичные порфиробласты микроклина и округлые гнезда голубовато-молочного кварца. Из цифр количественного минералогического состава видно (табл. 14), что в сравнении с гранитом ксенолиты и гибридные породы обогащены плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой и акцессорными-рудными минералами.

Химический состав гибридной породы соответствует составу гранодиорита — кварцевого диорита (табл. 20, рис. 4). Структура породы напоминает роговиковую, характеризуясь извилистыми очертаниями зерен, частыми пойкилитовыми образованиями и развитием светлых порообразующих минералов по темноцветным. Текстура массивная, пятнистая. (Табл. VIII, рис. 2. Табл. IX, рис. 1). Оптические свойства минералов аналогичны таковым гранита; только плагиоклаз имеет несколько более основной состав (до 45% An).

Плагиоклаз имеет метаморфический облик: обладает плохо выраженной двойниковой структурой и содержит массу различных включений, особенно призмочек апатита. Решетчатый микроклин образует зерна неправильной формы между выделениями других минералов и метасоматически развивается по кварцу и

Количественный минералогический состав (объемн. % %) гранита рапакиви, содержащего неполностью ассимилированные ксенолиты основного состава

Модальный		Нормативный	
Шл. 302-1013, глуб. 386,9 м		Обр. 302—15, глуб. 332,0 м	
калишпат	18,1	Or	28,0
кварц	20,1	Q	17,9
плагиоклаз с 37% Ап	35,6	Ab	26,8
биотит	14,6	Ap	11,0
роговая обманка	0,8	Hu	3,7
сфен	4,8	Ep	5,2
магнетит	3,0	Wo	2,1
флюорит	0,5	Mt	3,3
апатит	1,9	Ar	1,2
циркон		Ru	0,8
кальцит	0,6		

} 37,8% Pl с 29% Ap

плагиоклазу. Кварцу характерно наличие своеобразных скелетных образований, представляющих собой группы одновременно погасающих округлых или бесформенных зерен. Реже он образует округлые диаметром до 2—3 мм зерна, содержащие иголки рутила. Сфен встречается в виде ксеноморфных выделений, которые нередко окружают зерна магнетита. Флюорит редок; он обычно окружен каймой из кальцита.

Аплиты рапакиви встречаются в скв. Ваймыйза 302 в виде четырех секущих жил мощностью в 0,20—1,60 м. Контакты их с гранитом резкие; в граните около контакта каких-нибудь изменений не наблюдается. Аплит — однородная розоватая мелкозернистая массивная порода, состоящая из микроклинового калиевого полевого шпата, кварца, олигоклаза и небольшого количества биотита (табл. 15; табл. IX, рис. 2). Аксессуарные минералы, присутствующие в виде редких зерен, представлены призмочками апатита, каплевидными выделениями сфена, мелкими зернами магнетита и псевдоморфозами по ортиту. Спорадически встречается флюорит. Вторичные минералы: серицит по плагиоклазу и хлорит по биотиту.

Микроклин имеет ясорешетчатое и волокнисто-пертитовое строение; образует таблитчатые выделения, среди которых встречаются и карлсбадские двойники. Иногда в центральных частях микроклиновых выделений наблюдаются группы одновременно гаснущих включений кварца. Местами микроклин корродирует плагиоклаз. Кварц образует главным образом округлые зерна, но редко он проявляет и отчетливый ксеноморфизм по отношению к полевым шпатам; погасание нормальное. Плагиоклаз представ-

Нормативный минералогический состав аплитов рапакиви из скв. Ваймыйза 302 (объемн. %%)

Обр. 302-14 ^A , глуб. 330,0 м		Обр. 302-54, глуб. 403,1 м	
Or	35,8	38,0	
Q	27,4	27,4	
Ab	29,2	25,7	} 30,9% Pl с 17% Ап
Ап	2,2	5,2	
Hy	0,9	0,4	
Ep	1,2	1,3	
Wo	2,7	0,7	
Mt	0,5	1,2	
Ru	0,1	0,1	

лен призматическими выделениями, обычно двояникованными по карлсбадскому закону и обладающими нормальной зональностью с ядром 20—31% Ап и краевой зоной 6—23% Ап (табл. 13). В ядре плагиоклаз, как правило, серицитизирован. Биотит окрашен в темно-бурый цвет и обладает резким плеохроизмом.

Аплит рапакиви является одним из наиболее лейкократовых и кислых членов гранитов рапакиви Эстонии (табл. 20). Химически он неотличим от гранитов рапакиви скв. Мурасте и Кингисепп (рис. 4).

Неэмеский массив

Неэмеский массив, как и Найссаарский, приурочен к береговой части Финского залива. Массив был открыт глубоким бурением, после чего оконтуривался геофизически. По геофизическим характеристикам массив в гнейсовом поле резко не выделяется. Согласно последней интерпретации Э. Побула, Р. Вахера и Х. Сильдвез, он занимает почти округлый в плане участок радиусом около 12 км (рис. 1).

Массив разбурен тремя глубокими скважинами: Йыэсуу Ф106, Неэме Ф115 и Каллавере Ф119. Всеми скважинами вскрыты однотипные порфиroidные граниты рапакиви, которые по внешнему облику очень близки к гранитам Мярьямааского и Эредаского массивов. (Табл. XII, рис. 1). По составу Неэмеские граниты промежуточны между мярьямааским и эредаским типами, характеризуются промежуточным количеством кварца (табл. 16).

В разрезе граниты весьма однородны. Наблюдаются лишь небольшие вариации состава и структуры, выражающиеся в местном обогащении пород кварцем и плагиоклазом или темноцветными минералами. Вариации отмечаются главным образом в виде маломощных (20—30 см) обособлений, связанных со сред-

ним типом породы постепенными переходами. Как крайние отклонения в скв. Йыэсуу Ф106 встречены участки, имеющие состав диорита (глуб. 163,0—163,2 м) и сиенита (глуб. 185,1—185,3 м).

Таблица 16

**Нормативный минералогический состав гранитов рапакиви
Неэмского массива (объемн. % %)**

	Обр. Ф115-16, глуб. 142,0— 142,5 м	Обр. Ф115-25, глуб. 150,9— 151,3 м	Обр. Ф115-49, 175,4 м 176,3 м	Обр. Ф115-74, глуб. 199,3— 199,8 м	Обр. Ф119-9, глуб. 175,0— 175,4 м
Or	31,3	35,6	31,1	33,6	32,2
Q	26,4	25,6	28,5	25,1	28,1
Ab	26,7 } 34,7% Pl c	25,7 } 30,2% Pl c	25,5 } 32,8% Pl c	25,6 } 33,1% Pl c	26,0 } 33,8% Pl c
Ap	8,0 } 23% Ap	4,5 } 15% Ap	7,3 } 22% Ap	7,5 } 23% Ap	7,8 } 23% Ap
Hу	2,0	1,9	2,0	2,4	0,3
Ep	1,6	1,7	1,7	2,0	3,2
Wo	2,0	2,9	1,9	2,0	0,7
Mt	1,4	1,5	1,4	1,2	1,5
Ar	0,3	0,3	0,3	0,3	—
Ru	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2

Преобладающий тип гранита складывается микроклиновым калиевым полевым шпатом, андезиновым плагиоклазом, кварцем и биотитом. Нередко, особенно в скв. Йыэсуу Ф106, к ним прибавляется в небольшом количестве роговая обманка. Акцессорная минерализация разнообразна: встречаются сфен, апатит, циркон, флюорит и псевдоморфозы по ортиту. Рудные минералы представлены редкими зернами магнетита. Из акцессорных минералов наиболее часто наблюдается сфен; он ассоциирует с выделениями магнетита и очевидно развивается по нему. Апатит встречается в виде мелких округлых зерен, циркон — мелкими идиоморфными призмами. Флюорит в неэмском граните относительно редок; он образует мелкие включения в плагиоклазе или редкие интерстициальные выделения.

Калишпат представлен четкорешетчатой пертитовой разновидностью (жилковатый пертит). Он образует преимущественно таблитчатые выделения, часто с карлсбадскими двойниками. Иногда наблюдается зональность, создаваемая закономерным распределением пертитовых вростков и лейстовых включений плагиоклаза. Относительно редко встречаются включения округлого (дипирамидального) кварца. Обрастания калишпата плагиоклазом не отмечаются.

Плагиоклаз присутствует в виде таблитчатых выделений, несколько более идиоморфных по сравнению с калишпатом, сдвойникованных по карлсбадскому и альбитовому законам. Состав

плагноклаза андезиновый, с 30—33% Ап (шл. Ф106-3, глуб. 184,6 м): нередко выделения зональны, с несколько более основным ядром, подвергающимся серицитизации.

Кварц образует относительно идиоморфные крупные выделения, которые макроскопически имеют серую окраску. Кварц обладает нормальным или слабоволнистым погасанием.

Биотит — темноокрашенный, с резким плеохроизмом. $N_{mp} = 1,673, 1,671, 1,674$ (обр. Ф106-1, глуб. 163,0 м; обр. Ф106-4, глуб. 185,2 м; обр. Ф106-5, глуб. 192,5). Биотит частично хлоритизирован.

Роговая обманка присутствует в ассоциации с плагноклазом или в сростаниях с биотитом, причем биотит развивается по ней. Как и в Мьярьямааском граните, роговая обманка обладает синевато-зеленой окраской и сильной дисперсией и принадлежит, по-видимому, к феррогастингситу. $N_g = 1,717$; $N_p = 1,694$ (обр. Ф106-1, глуб. 163,0 м).

Химический состав гранитов Неэmesкого массива постоянен (табл. 20, рис. 4). На диаграмме А. Н. Заварицкого точки составов группируются между точками порфиоровидного рапакиви и выборгита Выборгского массива. Главное отличие от последних заключается в большей длине векторов, свидетельствующей о более магниальном составе темноцветных компонентов.

Эредаский массив

Эредаский массив образует вытянутое эллипсоидальное в плане тело с размерами 5×15 км, явно секущее окружающие складчатые структуры (рис. 3). Массив вскрыт двумя скважинами — Эреда 319 и Сомпа 3Н, на глубину соответственно 80 м и 11 м.

Эредаский рапакиви представлен крупнозернистым субтрахитондным порфиоровидным гранитом, участками имеющим пегматоидный облик. По внешнему виду и структурным особенностям он напоминает граниты Неэме и Мьярьямаа, но отличается от них большей лейкократовостью, обогащенностью кварцем и большей однородностью. Граниты Эреда совершенно не содержат овоидов калишпата с олигоклазовыми оболочками. Замечательной особенностью Эредаского рапакиви является зональность дипирамидального кварца.

Охарактеризуем граниты рапакиви на примере скв. Эреда 319, вскрывшей фундамент на значительную мощность.

Как указывалось выше, граниты скв. Эреда 319 в общем характеризуются постоянством структуры и текстуры. Исключением является интервал 319,0—319,6 м, в котором гранит представлен пегматоидной разностью. На небольшом расстоянии выше, а главным образом ниже этого интервала, гранит несколько обогащен кварцем по сравнению с преобладающим типом породы. Все

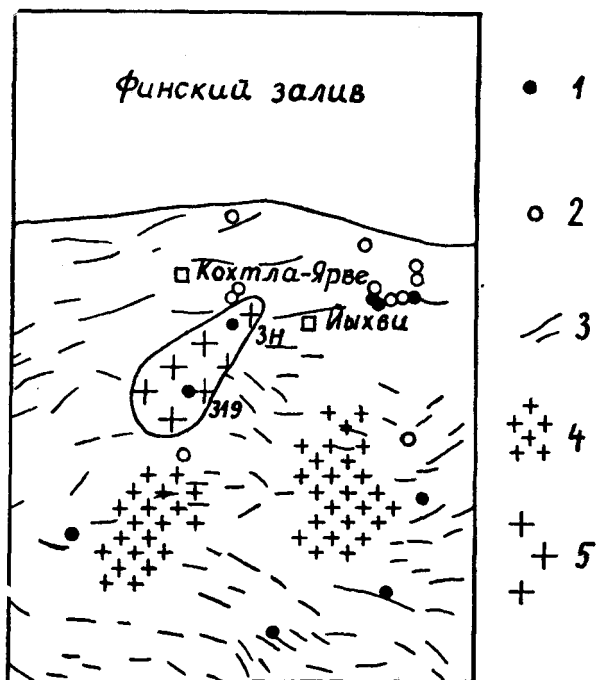


Рис. 3. Расположение Эредаского массива гранита рапакиви среди гнейсовых толщ Северо-Восточной Эстонии. Интерпретация геофизических и геологических материалов проведена в 1966 г. 1 — скважины, пробуренные до 1966 г.; 2 — скважины, пробуренные после 1966 г.; 3 — оси магнитных аномалий, отражающие простирания гнейсовых толщ; 4 — микроклиновые граниты; 5 — граниты рапакиви.

указанные разновидности пород связаны между собой плавными переходами, так что разграничение разновидностей в керне затруднительно.

Приблизительный состав преобладающего типа гранита следующий: 35—45% микроклинового калиевого полевого шпата, 15—35% плагиоклаза-андезина, 20—25% кварца, 7—8% биотита. Пегматоидные и обогащенные кварцем граниты содержат меньше биотита (до 5%); в обогащенных кварцем разновидностях содержание кварца достигает 35—45%. Нормативный минералогический состав гранита приведен в табл. 17.

Из аксессуарных минералов обычны редкоземельный апатит, идиоморфный призматический циркон и флюорит. Флюорит образует неправильной формы зерна в виде включений в плагиоклазе или самостоятельные выделения в основной массе породы. В варьирующихся количествах наблюдаются псевдоморфозы по

Константы породообразующих минералов гранитов из скв. Эреда 319

Обр. 319-7, глуб. 276,8 м		Обр. 319-73, глуб. 342,5 м	
Or	36,7	Or	35,2
Q	26,1	Q	32,3
Ab	20,2	Ab	20,2
Ap	5,8	Ap	5,8
Hu	7,2	Hu	3,7
En	2,4	En	1,7
Wo	0,8	Cord	0,4
Mt	0,2	Mt	0,2
Ar	0,3	Ar	0,3
Ru	0,3	Ru	0,2

ортиту, слагаемые гематитом и трудноопределяемым чешуйчатым минералом. Они узнаваемы по хорошо развитым формам и плеохроичным ореолам (табл. XI, рис. 2). Относительно высоким содержанием ортита отличается обр. 35 с глуб. 305,4 м. Спорадически встречаются в граните идиоморфные кристаллики магнетита, а в кварце — иглочки рутила. Вторичные минералы представлены серицитом и эпидотом по плагиоклазу, хлоритом, скоплениями лейкоксена и окислов железа по биотиту.

Структура гранита порфиоровидная гранитовая, с элементами структуры рапакиви. В обогащенных кварцем разностях идиоморфизм полевых шпатов по отношению к кварцу не проявляется; бесформенные выделения их зажаты между крупными зернами кварца. Текстура неясно выраженная трахитоидная. В участках с лучше выраженной трахитоидностью (табл. X, рис. 16) залегание ее составляет 40—70°. Пегматоидная и обогащенная кварцем разности имеют массивную текстуру.

Калишпат образует крупные, до 3—4 см в поперечнике, таблитчатые кристаллы с нечеткими кристаллографическими очертаниями. В них наблюдаются немногочисленные, размещающиеся по периферии, включения дипирамидального кварца и таблитчатого плагиоклаза. Изредка попадают включения «вогнутого наружу кварца». Калишпат часто двойникован по карлсбадскому закону, обладает пятнисто-пертитовым и решетчатым строением (табл. XI, рис. 1).

Рентгеновская триклинность калишпата изучена детально. Она изменяется в широких пределах, но чаще имеет высокие значения (табл. 18).

Выделения микроклина иногда (особенно наиболее крупные) обладают зональным строением. Зональность обусловлена закономерным распределением пертитовых вростков плагиоклаза, реже — кристаллографически-правильным расположением идио-

морфных дипирамидальных включений кварца и лейст плагиоклаза.

Плагиоклаз встречается в виде таблитчатых кристаллов варьирующейся величины, сдвойникованных по альбитовому, карлсбадскому и альбит-карлсбадскому законам. Он часто замещен серицитом, содержащим примесь кристалликов эпидота и флюорита. Свежий плагиоклаз представлен преимущественно андезитом (табл. 18). В серицитизированном же плагиоклазе, особенно в нижней части разреза, наблюдается зональность: серицитизированное андезитовое ядро, охватывающее большую часть кристалла, окаймлено узкой зоной свежего альбита. В сильно серицитизированном и хлоритизированном граните весь свежий плагиоклаз представлен альбитом.

Кварц встречается во всех свойственных рапакиви формах — в виде дипирамидальных, «вогнутых наружу» и ксеноморфных выделений. Участками дипирамидальный кварц зонален. Исключительная для гранитов зональность кварца макроскопически выражается в чередовании оболочек серого и голубовато-молоч-

Таблица 18

Константы породообразующих минералов гранита скв. Эреда 319

Обр., шл.		Ksp			Pl	Bi
№	Глуб., м	Δ		2V	% Ап	Nm
319-1	270,7	0,94				
319-3	272,7	0,66 (возможно присутствие моноклинной фазы)				
319-7 ^I	276,6	0,94			42	1,685
319-7 ^{II}	276,8	0,99				
319-9	280,0	—			12	
319-14	284,9	0,86 (присутствует фаза с $\Delta = 0,34$)				
319-15	285,5	0,86		—65°, —70°	39	1,685
319-19	289,7	0,90		—75°		
319-24	294,7	0,81 (присутствует фаза с $\Delta = 0-0,30$)			6	1,687
319-27	297,1	0,90				
319-29	297,8	0,96				
319-33	303,0	0,95; 0,68				
319-35	305,4	0,94		—81°, —85°		1,686
319-35 ^A	306,0	0,93; 0,88		—83°, —83°	30-2	
319-45	315,0	0,90 (возможно присутствие фазы с меньшей Δ)				
319-48	318,2	0,93		—81°, —84°		
319-49	319,2	0,95; 0,91				
319-55	324,2	0,94				
319-61	330,4	0,95				
319-62	331,5	0,82		—80°, —81°	4	
319-73	342,5	0,88		—81°, —83°	30-6	1,687

ного окрасок. Зональность обусловлена зональным распределением тончайших иголок рутила (Кууспалу, 1971). Характер зональности свидетельствует о высокотемпературной и периодической кристаллизации гранита рапакиви. Кварцу свойственно сильное волнистое, порою мозаично-волнистое погасание (табл. XI, рис. 3).

Биотит отличается высокой железистостью (табл. 18), плеохроирует от темно-коричневого до светло-желтого. Обычно он по спайности в той или иной степени хлоритизирован.

Гранит Эреда испытывал два этапа катаклаза и сопровождавших их изменений. Ранние деформации имели место в позднемагматическую стадию, в еще неполностью остывшей породе. О них свидетельствуют прожилки, заполненные агрегатом флюорита, кварца, хлорита и серицита. Эти прожилки пересекают выделения полевых шпатов, но не продолжают в кварце, исчезая сразу же при выходе из зерна полевого шпата. С первым этапом изменений и катаклаза связана, очевидно, также серицитизация-альбитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита. Устанавливается, что альбит-периклиновое двойникование и распад твердого раствора в калишпате предшествовали позднемагматическим изменениям. Это видно в шлифе 319-34, в котором флюорито-хлорито-кварцевые жилки секут пертитовые вростки и микроклиновую решетку калишпата.

Боле поздний катаклаз (второго этапа) привел к изогнутости и волнистому погасанию главных породообразующих минералов. С ним, по-видимому, связаны также тонкие эпидото-кварцевые жилки, местами пересекающие породу.

Химический состав Эредаского гранита рапакиви изучен двумя анализами, которые между собой отличаются в основном содержанием кремнезема (табл. 20, рис. 4). По составу они очень близки к порфиroidной и трахитоидной разновидностям рапакиви Выборгского массива.

Общие особенности гранитов рапакиви Эстонии и их формационная принадлежность

Кратко резюмируем важнейшие особенности рассмотренных гранитов, служившие основой при отнесении их к формации рапакиви.

Геологически изученные граниты входят в состав 4 небольших массивов (Найссаарский, Мярьямааский, Неемеский и Эредаский) и одного крупного (Рижский массив). Мелкие массивы слагаются порфиroidными и трахитоидными гранитами, изученная нами северная часть Рижского массива — гранит-порфирами. Жильные породы представлены аплитами (Мярьямааский массив) и унакитовыми микросиенитами (Найссаарский массив).

Гранит-порфиры характеризуются мелкозернистым сложением, микропегматитовой основной массой и наличием микроролловых пустот. Порфиroidные и трахитоидные разности представляют собой крупно- и среднезернистые весьма однородные по разрезу граниты, которые в качестве темноцветных минералов содержат биотит и реже (Мярьямааский и Неэмеский массивы) небольшое количество роговой обманки. В структурно-текстурных отношениях порфиroidные и трахитоидные граниты родственны и дают переходные разновидности.¹⁰

Очень характерным для всех гранитов является присутствие нескольких генераций кварца, а в первую очередь, дипирамидального. Различные формы кварца лучше выражены в гранитах Рижского и Найссаарского массивов. В эредаском граните и, отчасти в мярьямааском, кварц имеет зональное строение (Кууспалу, 1971). Нужно, однако, подчеркнуть, что идиоморфизм кварца в гранитах рапакиви Эстонии не так резко проявлен, как в классических рапакиви.

Макроскопическая окраска кварца варьируется. Дымчатый кварц встречается только в мурастеском граните. Остальные граниты содержат прозрачный или серый кварц, который иногда (мярьямааские и эредаские граниты) от включений рутила приобретает молочно-белую или голубоватую окраску.

¹⁰ Великославинский Д. А., познакомившийся с образцами и шлифами гранитов рапакиви Эстонии, пришел к заключению, что как трахитоидные, так и порфиroidные граниты являются аналогами трахитоидных гранитов Выборгского массива. Автор полностью согласен с Д. А. Великославинским в отношении того, что общие черты сложения этих гранитов весьма сходны и должны анализироваться с единых, предложенных Д. А. Великославинским, позиций. Однако, по мнению автора, между типовыми трахитоидными рапакиви Выборгского массива и гранитами Эстонии имеются существенные различия.

Во-первых, если типовой трахитоидный рапакиви характеризуется резким контрастом в величине зерна между вкрапленниками калиевого полевого шпата и выделениями его в основной массе (Великославинский, 1953), то в гранитах рапакиви Эстонии (кроме мурастеских и некоторых интервалов эредаских гранитов) выделение вкрапленников от основной массы встречает серьезные затруднения. Даже типичный по текстуре трахитоидный гранит скв. Найссаар 120 содержит калишпатовые фенокристаллы постепенно увеличивающихся размеров, что сближает структуру к сериальной. Это связано, по-видимому, с общим укрупнением зерна породы и, особенно, основной массы в Эстонских гранитах, что указывает на несколько отличные условия кристаллизации.

Во-вторых, степень трахитоидности и степень идиоморфизма калишпатовых табличек порфиroidных гранитов Эстонии намного ниже таких типичных трахитоидных гранитов. Трахитоидная текстура лучше выражена в некоторых интервалах скв. Эреда 319, очень слабо — в мярьямааском граните. Генетически важно, что поздние дифференциаты гранитов скв. Эреда 319 (пегматидные и обогащенные кварцем граниты) лишены трахитоидной текстуры.

Из-за указанных различий автор не считает возможным называть порфиroidные граниты Эстонии просто трахитоидными. Может быть, правильнее было бы их именовать субтрахитоидными или порфиroidными субтрахитоидными гранитами. Но, как нам кажется, уточнение номенклатуры требует привлечения более широкого материала.

Собственно структура рапакиви (обрастание калишпата оболочкой плагиоклаза) встречается редко и нетипично: местами в разрезах скважин Кингисепп СГ2, Рухну 500 и Ваймыйза 302. В кингисеппском гранит-порфире, кроме того, наблюдается анти-рапакиви-структура.

Калиевому полевому шпату свойственно пертитовое строение; преобладает пятнистый пертит разложения. В порфировидных и трахитоидных гранитах калишпат образует почти идиоморфные таблитчатые кристаллы, которые преимущественно сдвойникованы по карлсбадскому закону. Триклинность калишпата колеблется в широком интервале, причем вариации отмечаются как в пределах одного массива и разреза, так и в пределах одного зерна. Все же намечается некоторая закономерность в распределении фаз с различной триклинностью между массивами: в Найссаарском и Рижском массивах развит преимущественно нерешетчатый ортоклаз или калишпат низкой степени триклинности, в Эредаском, Неэмеском и Мярьямааском массивах — решетчатый, высокотриклинный микроклин. В ряде случаев в калиевом полевом шпате наблюдается зональность, которая обусловлена закономерным распределением пертитовых вростков, фаз с различной триклинностью или включений плагиоклаза и кварца. Содержание альбитовой составляющей калишпата прямо не определено. Косвенно его можно оценить, исходя из сравнения составов реального и нормативного плагиоклазов. Следует полагать, что наблюдающаяся обычно большая основность реального плагиоклаза обусловлена вхождением части альбитового компонента в калишпат. Приближенный расчет для пород скв. Эреда 319 показывает, что калишпат должен содержать не менее 17—25% альбитового компонента.

Плагиоклаз встречается в идиоморфных табличках, сдвойникованных по альбитовому и карлсбадскому законам. Состав плагиоклаза изменчив; преобладает олигоклаз—андезиновый плагиоклаз с 10—35% Ап. Нередко плагиоклаз обнаруживает прямую зональность с более основным ядром и кислой наружной зоной.

Биотит темно-бурый, судя по показателю преломления — высокожелезистый и постоянного состава в одном разрезе (табл. 19). Исключением является относительно магнезиальный и изменчивый биотит мярьямааского гранита. По степени железистости биотиты соответствуют менее железистым биотитам рапакиви Финляндии (Savolahti, 1962) и Карелии (Свириденко, 1968), причем мярьямааский биотит значительно более магнезиальный.

Роговая обманка — темнозеленая с синеватым оттенком, с высокими показателями преломления (Неэмеский массив), по-видимому, феррогастингситовая. Согласно диаграмме А. Симонена и А. Ворма (Simonen, Vorma, 1969), железистость составляет около 83% и вполне сравнима с железистостью феррогастингситов рапакиви.

Железистость биотита гранитов рапакиви Эстонии

	Биотит		F породы
	Nm	F, по В. С. Со- болеву, 1950	
Мярьямааский массив, скв. Ваймыйза 302	1,633—1,644	38—50	64,2—74,6
Неэмеский массив скв. Неэме Ф115			66,4—75,0
скв. Каллавере Ф119			51,0
скв. Йыэсуу Ф106	1,671—1,674	75—76	
Найссаарский массив скв. Мурасте 115	1,675	77	83,5
Эредаский массив скв. Эреда 319	1,685—1,687	87—88	69,4—76,0

Граниты рапакиви Эстонии содержат богатый и разнообразный набор аксессуарных минералов. Всегда присутствуют флюорит, циркон и апатит. Спорадически встречаются ортит (скв. Найссаар 120, Эредаский и Неэмеский массивы), сфен (Мярьямааский и Неэмеский массивы), магнетит, пирит и рутил. Циркон, как правило, обладает идиоморфной призматической формой и присутствует в повышенных количествах по сравнению с другими докембрийскими гранитоидами Эстонии. Следует отметить, что флюорит до сих пор установлен только в породах группы рапакиви. Поэтому наличие его, особенно в ассоциации с идиоморфным цирконом, является важным диагностическим признаком.

По химическому составу (табл. 20) граниты рапакиви Эстонии очень близки к рапакиви Балтийского щита. Как указывалось уже ранее, на диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки их располагаются около точек главных разновидностей Выборгского рапакиви (рис. 4). Граниты, даже меланократные мярьямааские, характеризуются постоянно высоким содержанием щелочей, колеблющемся в пределах 7,5—10,50 вес. %. Во всех анализах калий преобладает над натрием. Отношение K_2O/Na_2O варьирует в пределах 1,6—2,9, но обычно составляет 1,8—2,2. Как исключение, количества этих щелочей почти равны в унакитовом микросенните.

Отличия химизма гранитов рапакиви Эстонии от разновидностей Выборгского массива сводятся к следующему. Во-первых, часть гранитов Эстонии имеет несколько более кислый и щелочной состав (рис. 4, анализы 2, 3, 15 и 16). Во-вторых, почти все векторы изученных гранитов длиннее векторов рапакиви Выборгского массива, что указывает на большую долю MgO в темной части породы. Чтобы более уверенно выяснить существование намечающейся тенденции, была составлена диаграмма

Химический состав гранитов рапакиви Эстонии

Окис- лы	Рижский м-в		Найссаарский м-в			Мярьямааский м-в											Неэмеский м-в					Эредаский м-в	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	71,63	72,98	72,41	69,42	60,07	63,52	65,48	65,85	65,86	66,06	66,21	66,58	64,16	64,46	74,64	72,90	74,04	71,30	71,98	70,64	72,60	70,78	73,92
TiO ₂	0,32	0,30	0,22	0,32	0,34	1,08	0,73	0,78	0,76	0,93	0,90	0,80	0,89	0,92	0,10	0,11	0,39	0,38	0,37	0,35	0,28	0,40	0,25
Al ₂ O ₃	12,29	12,42	13,42	14,10	19,10	13,67	14,26	13,76	13,81	13,51	14,29	13,83	14,00	14,90	12,62	13,32	13,26	12,64	12,88	13,26	13,43	12,12	11,92
Fe ₂ O ₃	1,62	1,19	0,43	1,65	3,65	3,02	2,01	1,95	2,04	2,21	2,24	2,31	3,81	3,19	0,35	1,22	1,31	1,39	1,35	1,07	1,40	0,19	0,24
FeO	2,66	1,70	2,10	1,94	2,52	3,66	2,99	2,96	3,48	3,18	3,56	2,87	3,10	3,70	0,76	0,75	1,92	1,89	1,91	2,12	0,72	4,60	2,44
MnO	0,05	0,04	0,04	—	0,15	0,04	—	сл.	сл.	0,02	0,14	0,14	0,28	0,24	—	—	0,04	0,03	0,04	0,04	0,06	—	—
MgO	0,65	0,18	0,28	0,54	0,61	1,83	1,35	1,43	1,42	1,60	1,24	1,40	1,78	1,23	0,40	0,43	0,57	0,60	0,61	0,71	1,13	0,84	0,63
CaO	1,19	1,07	1,32	1,34	2,37	3,78	2,98	3,11	3,04	2,93	2,88	2,95	3,40	3,40	1,78	1,35	2,77	2,53	2,50	2,66	1,92	1,68	1,32
Na ₂ O	2,60	2,82	3,02	2,45	5,10	2,93	3,30	2,81	3,00	2,88	2,77	3,01	2,50	2,60	3,20	2,80	2,90	2,80	2,80	2,75	2,85	2,22	2,18
K ₂ O	5,60	6,15	5,93	7,20	5,40	4,58	5,65	5,72	5,50	5,05	4,80	5,12	5,15	5,60	6,00	6,30	5,20	5,90	5,20	5,60	5,40	6,00	5,70
P ₂ O ₅	—	—	0,15	0,07	0,06	0,46	0,32	0,34	0,32	0,39	0,33	0,30	0,48	0,44	0,01	0,03	0,14	0,13	0,13	0,12	—	0,12	0,08
S общ.	0,02	—	<0,10	0,02	<0,10	0,09	0,07	0,09	0,08	0,08	<0,10	<0,10	0,18	0,17	0,03	0,03	0,14	0,05	0,10	0,14	0,19	0,01	0,02
H ₂ O-	0,30	0,13	—	0,19	—	0,12	0,12	0,14	0,14	0,13	—	—	0,33	0,33	0,11	0,15	0,21	0,16	0,17	0,14	0,20	0,19	0,15
п.п.п.	0,71	0,98	0,93	0,79	1,00	0,78	0,51	0,64	0,49	0,64	0,54	0,54	0,96	0,91	0,33	0,34	0,97	0,67	0,70	0,62	0,65	0,92	0,87
Сумма	99,64	99,96	100,35	100,03	100,47	99,56	99,77	99,58	99,94	99,61	100,00	99,95	101,02	102,09	100,33	99,73	102,86	100,47	100,74	100,22	100,83	100,07	99,72

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому, Na/K, F и $\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \times 100$

Числовые характери- стики	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
a	13,6	14,8	15,0	15,6	19,4	13,1	14,5	14,3	14,3	13,7	13,1	13,8	12,9	13,7	15,1	14,9	13,7	14,2	13,3	13,9	13,6	13,2	12,8
b	1,3	0,7	1,3	1,6	2,9	2,6	1,7	2,0	2,0	2,1	3,0	2,2	2,8	3,1	0,5	1,2	1,9	1,1	1,7	1,8	1,9	1,3	1,4
c	5,0	3,4	3,1	4,2	7,7	11,2	8,1	8,7	9,0	9,1	8,0	8,4	10,8	9,3	3,3	2,8	5,1	5,8	5,1	5,4	4,2	6,5	3,6
s	80,1	81,1	80,6	78,6	70,0	73,1	75,7	75,0	74,7	75,1	75,9	75,6	73,5	73,9	81,1	81,1	79,3	78,9	79,9	78,9	80,3	79,0	82,2
Γ'	77,3	74,5	76,1	77,0	75,5	53,9	51,9	51,6	54,4	53,7	66,9	55,7	60,2	65,9	33,3	59,5	54,5	50,0	56,0	53,1	46,1	68,1	66,7
m'	21,4	9,8	15,2	21,4	13,6	27,9	26,8	28,1	26,9	29,9	26,3	28,2	27,8	22,3	19,6	26,2	18,2	17,1	19,4	21,5	44,4	21,6	29,6
c'	1,3	15,7	8,7	1,6	—	18,2	21,3	20,3	18,7	16,4	6,8	16,1	12,0	11,8	47,1	14,3	27,3	32,9	24,6	25,4	9,5	10,3	3,7
a'	—	—	—	—	10,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	41,6	41,0	43,3	33,9	59,0	49,0	46,9	42,5	45,3	46,5	46,9	47,1	42,4	41,6	44,8	40,2	46,1	41,6	45,0	43,0	44,6	35,4	36,5
φ	26,7	27,5	13,1	32,8	41,8	23,0	18,9	18,8	17,9	20,9	23,7	22,4	30,2	29,1	17,6	33,3	20,8	20,5	22,1	17,3	28,6	12,4	3,7
t	0,3	0,3	0,2	0,3	0,4	1,3	0,8	0,9	0,9	-1,1	1,0	0,9	1,0	1,0	0,1	0,1	0,4	0,4	0,4	0,4	0,3	0,4	0,3
Q	31,7	31,9	29,9	24,4	-1,7	17,4	20,7	19,4	18,8	20,7	22,6	21,4	18,4	17,3	31,5	31,2	29,3	28,3	31,5	28,2	31,5	30,3	37,4
a/c	10,5	21,1	11,5	9,7	6,7	5,0	8,5	7,2	7,2	6,5	4,4	6,3	4,6	4,4	30,2	12,5	7,2	12,9	7,8	7,7	7,1	10,2	9,1
Na/K	0,7	0,7	0,8	0,5	1,4	1,0	0,9	0,7	0,8	0,8	0,9	0,9	0,7	0,7	0,8	0,6	0,8	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,6
F	78,4	88,5	83,5	78,4	84,5	66,0	66,0	64,8	66,9	64,2	71,8	66,5	68,5	74,6	63,0	69,3	75,0	66,4	74,4	71,2	51,0	76,0	69,4
$\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \times 100$	35,1	36,8	17,1	43,8	56,9	42,7	36,4	36,4	32,9	38,9	35,9	41,2	52,8	44,0	35,3	56,0	38,1	41,0	39,6	32,6	64,4	3,0	5,6

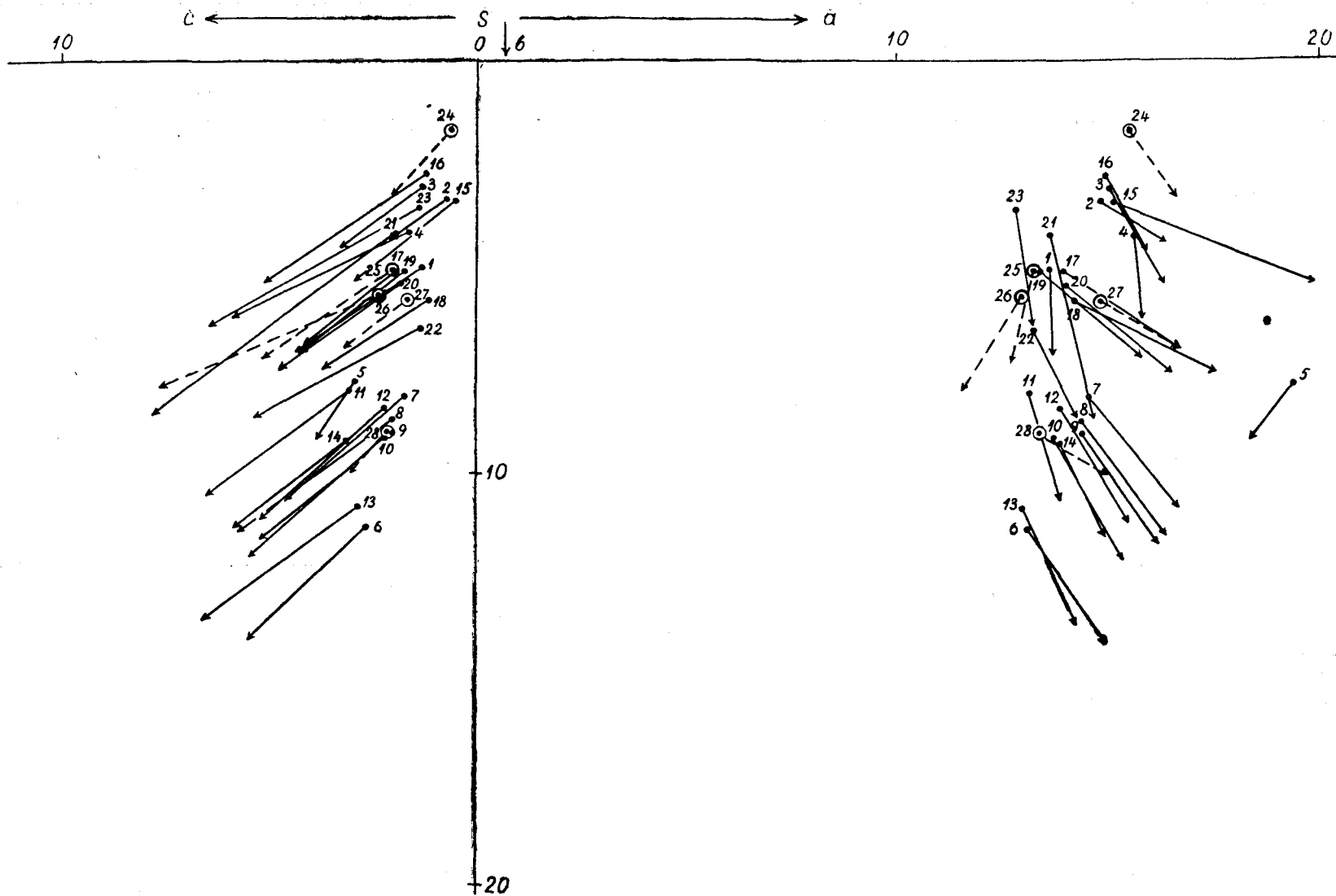


Рис. 4. Диаграмма по А. Н. Заварицкому для гранитов рапакиви Эстонии. Номера 1—23 соответствуют номерам в табл. 20. 24—28 — химические составы разновидностей рапакиви Выборгского массива, по Д. А. Великославинскому, 1953; 24 — аплит рапакиви (средний из 2 анализов), 25 — порфиоровидный рапакиви, 26 — трахитоидный рапакиви, 27 — выборгит (средний из 4 анализов), 28 — лапее-гранит (средний из 4 анализов).

1. Обр. СГ2-28. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 562,2 м. Гранитпорфир рапакиви. (Центральная лаборатория Управления геологии СМ ЭССР, анал. Озерова).
2. Обр. СГ2-28^г. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 569,0—570,0 м. Гранит-порфир рапакиви. (Из коллекции С. Н. Тихомирова).
3. Обр. 115-117. Скв. Мурасте 115, глуб. 195,5 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (Центральная лаборатория Северо-Кавказского геологоуправления, анал. Бакурская).
4. Обр. 120-105. Скв. Найссаар 120, глуб. 138,2 м. Трахитоидный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
5. Обр. 120-118. Скв. Найссаар 120, глуб. 144,4 м. Унакитовый микросиенит, (ЦЛ Сев.-Кавк. УГ, анал. Похиленко).
6. Обр. 302-15. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 332,0 м. Порфиroidный гранит рапакиви, содержащий меланократовые участки. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
7. Обр. 302-34. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 370,0 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
8. Обр. 302-55. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 405,1 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
9. Обр. 302-72. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 438,4 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
10. Обр. 302-92. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 478,4 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
11. Обр. 302-1. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 480,5 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ Сев.-Кавк. УГ, анал. Бакурская).
12. Обр. 302-2. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 485,0 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ Сев.-Кавк. УГ, анал. Бакурская).
13. Обр. 9-12. Скв. Ваймыйза 9, глуб. 327,0 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
14. Обр. 5-1. Скв. Нисси 5, глуб. 249,7 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
15. Обр. 302-14^а. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 330,0 м. Аплит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
16. Обр. 302-54. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 403,1 м. Аплит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
17. Обр. Ф115-16. Скв. Неэме Ф115, глуб. 142,0—142,5 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
18. Обр. Ф115-25. Скв. Неэме Ф115, глуб. 150,9—151,3 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
19. Обр. Ф115-49. Скв. Неэме Ф115, глуб. 175,4—176,3 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
20. Обр. Ф115-74. Скв. Неэме Ф115, глуб. 199,3—199,8 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
21. Обр. Ф119-9. Скв. Каллавере Ф119, глуб. 175,4—175,0 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Саунина).
22. Обр. 319-7. Скв. Эреда 319, глуб. 276,8 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).
23. Обр. 319-73. Скв. Эреда 319, глуб. 342,5 м. Порфиroidный гранит рапакиви. (ЦЛ УГ СМ ЭССР, анал. Озерова).

Mg — (FeO + Fe₂O₃) с привлечением химических данных по Выборгскому и Салминскому массивам (рис. 5). Как видно из диаграммы, граниты рапакиви Эстонии действительно обогащены магнием по сравнению с классическими рапакиви. Высоким содержанием магния выделяются граниты Мярьямааского массива. Остальные граниты тесно примыкают к полю рапакиви с «магнезиальной стороны» в последовательности: эредаские-неэемские граниты, найссаарские и кингисеппские граниты.

Если сравнивать соотношение щелочей (Na/K), общую железистость ($F = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+}} \times 100$) и степень окисления железа ($\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+}} \times 100$) описываемых гранитов (табл. 19) с соответствующими величинами рапакиви Балтийского щита и субплатформенных гранитов Кольского полуострова по А. Н. Виноградову (1971), то получается, что породы Рижского и Найссаарского массивов соответствуют типичным рапакиви Балтийского щита, а породы Эредаского, Неэмеского и Мярьямааского массивов имеют некоторое промежуточное положение, специфичное для каждого массива.

Граниты рапакиви характеризуются повышенным содержанием ряда малых элементов: Pb, Sn, Ga, Mo, Sr, Ba, Y, Yb, La, Ce, Be (данные Я. Кивисилла). Присутствие большей части из них, очевидно, связано с акцессорной минерализацией. Содержание Nb, особо характерного для рапакиви (Тихомиров, 1965), не установлено из-за низкой чувствительности примененной методики спектрального анализа. Не определялся также существенный компонент гранитов рапакиви — фтор. Судя по количеству флюорита, содержание фтора близко к содержанию его в рапакиви, т. е. около 0,2—0,3% (Sahama, 1945).

Радиологический возраст гранитов, определенный различными методами, в общем сходится с возрастом рапакиви Балтийского щита (табл. 21).

Таблица 21

Данные радиологического возраста гранитов рапакиви Эстонии ¹¹

Скважина, № образца	Метод	Минерал	Возраст, млн. лет
Мурасте 115 обр. 115-1	K—Ar	биотит	1650 ± 30
Ваймыйза 302 " обр. 302 ^A	"	калишпат	1330
" "	Pb—изот.	биотит	1650 ± 20
" "	"	циркон	1700—1790
Эреда 319, обр. 319-1	K—Ar	биотит	1620 ± 10
" "	Rb—Sr	порода	1710

¹¹ Данные Партии глубинного геологического картирования Управления геологии СМ ЭССР; определения выполнены в лаборатории ВСЕГЕИ.

Значение 1330 млн. лет маловероятно. Древний возраст, до 1790 млн. лет, полученный свинцово-изотопным методом по циркону, также вызывает сомнение: циркон мярьямааского гранита иногда содержит округлое ядро, которое может быть захвачено из более древних пород.

Таким образом, граниты Эстонии обладают многими основными признаками рапакиви (состав, главные структурные особенности, акцессории, возраст) на основе чего они и отнесены к формации рапакиви.¹²

С другой стороны, отмечаются некоторые отличия: отсутствие овоидального строения и структуры рапакиви, меньшая железистость пород и биотита. Эти отличия, как указано выше, специфичны для каждого массива.

В структурно-петрографическом отношении граниты рапакиви Эстонии хорошо сопоставляются с гранитами рапакиви Балтийского щита. Так гранит-порфиры Рижского массива очень близки к гранофирам Ботнического залива (Eskola, 1928; Veltheim, 1962) и некоторым разновидностям рапакиви Аландских островов (Savolahti, 1962). Порфировидные граниты Мярьямааского, Неэмеского и Эредаского массивов скорее всего соответствуют гранитам мелких массивов типа Онас, Оббнас, Бодом и др. в Южной Финляндии. Эти массивы слагаются также порфировидными гранитами, микроклиновыми, лишенными или почти лишенными структуры рапакиви (Sederholm, 1923 и 1926; Эскола, 1961). Интересно отметить, что по данным 6 химических анализов (Nackman, 1905; Lokka, 1934) граниты мелких массивов (Лемланд, Онас, Оббнас и Ава) обладают несколько пониженной общей железистостью по сравнению с истинными рапакиви.

Относительно стратиграфического положения гранитов мелких массивов существовали различные взгляды. И. Седергольмом (Sederholm, 1930, 1932) они причислялись к III группе гранитов, посторогенных, но несколько более древних, чем рапакиви. Более поздние исследования, особенно радиологические (Kouvo,

¹² В настоящей работе термин «гранит рапакиви» употребляется в широком смысле, для обозначения формационной принадлежности, определяемой комплексом признаков. Это может вызвать возражение со стороны тех, кто главными признаками считают структуру рапакиви в узком смысле и предельно высокую железистость пород. Относительно последнего взгляда некоторые замечания. Структура породы — индикатор условий и истории кристаллизации и лишь косвенно отражает формационную природу. Насколько известно автору, в других отраслях петрографии отнесение к какой-либо формации никогда не проводилось на основе одного структурного критерия. Что касается структуры рапакиви в узком смысле, то она по многим причинам не может служить решающим критерием: 1) она описана во многих гранитоидных породах, не имеющих никакого отношения к формации рапакиви; 2) она отсутствует во многих разновидностях классических массивов рапакиви (Выборгский, Аландский и др.); 3) как показано А. Саволахти (Savolahti, 1962) размер зерна и встречаемость овоидальной структуры в гранитах рапакиви прямо пропорциональны размерам массивов, свидетельствуя, по-видимому, о зависимости их от общих тепловых ресурсов магматической массы; 4) по-видимому, более постоянными структурными критериями гранитов рапакиви являются наличие нескольких генераций минералов и идиоморфизм кварца первой генерации. Опыт показывает, что аналогичным путем нельзя абсолютизировать такие признаки как высокая железистость, абсолютный возраст и другие, дающие также естественные отклонения.

1958), показали синхронность гранитов III группы с овоидными рапакиви. В результате П. Эскола и А. Симонен склонялись к объединению этих двух групп (Simonen, 1960; Эскола, 1961; Eskola, 1963). В последнее время граниты III группы и рапакиви рассматриваются финскими геологами как комагматические (Vogta, 1971). Правда, имеются данные, свидетельствующие о том, что среди указанных постороженных калиевых гранитов имеются более древние члены, например, массив Ава (Bergman, 1971).

В свете изложенного не исключено, что граниты рапакиви Эстонии будущими исследованиями расчленяются на более мелкие единицы, например на субформации и т. п.

ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ

Магматическое происхождение

Магматический генезис гранитов рапакиви Эстонии не вызывает сомнений. Об этом свидетельствуют все главные особенности гранитов, а в первую очередь, секущий характер массивов (Эредаский, Мярьямааский), структурные черты (структура породы, зональность породообразующих минералов) и наличие жильной аплитовой фации. Более того, модифицируя мысль П. Эскола (1961, стр. 202) хочется утверждать, что среди гранитоидов кристаллического фундамента Эстонии граниты рапакиви являются наиболее типичными представителями магматического происхождения.

Магматического генезиса придерживалось подавляющее большинство исследователей рапакиви (И. Седергольм, В. Валь, П. Эскола, Д. А. Великославинский, А. Саволахти, Л. П. Свириденко и др.). Из немагматических гипотез наибольший интерес представляет гипотеза Н. Г. Судовикова (1967), рассматривающая формирование рапакиви на фоне геосинклинального развития, в связи с региональным метаморфизмом и гранитообразованием. Не вдаваясь в подробности, отметим, что изложенный выше материал не согласуется с одним из главных аргументов Н. Г. Судовикова — с предположением о метаморфическом образовании фенокристаллов калишпата. Наблюдающиеся в обоих полевых шпатах элементы правильной зональности, карлсбадское двойникование и другие черты могут объясниться только исходя из магматической кристаллизации.

Тем самым нельзя отрицать некоторых проявлений метасоматоза, характерных для конечной стадии кристаллизации. К ним относятся: замещение плагиоклаза калишпатом и биотита полевыми шпатами (мярьямааские и неэмеские граниты), частичное замещение калишпата плагиоклазом (скв. Кингисепп СГ2), унакитизация (скв. Найссаар 120 и Кингисепп СГ2) и некоторые дру-

гие. Однако эти преобразования в общем процессе формирования породы имеют явно второстепенное значение.

Если граниты в целом являются типичными перекристаллизованными породами, то описываемые граниты рапакиви отличаются сравнительно низкой степенью позднемагматической перекристаллизации. Это выражается: в сохранении в той или иной мере формы высокотемпературного кварца, в зональности полевых шпатов, в неуравновешенности состава плагиоклаза и т. д. Представляется, что низкая степень перекристаллизации и некоторая неравновесность минерального парагенезиса при общем однородном сложении свойственны всем рапакиви, составляя их характернейшую особенность.

По-видимому, эта особенность может объясниться двумя причинами: 1) быстрой и высокотемпературной кристаллизацией, т. е. становлением в относительно приповерхностных условиях и 2) кристаллизацией относительно сухой (бедной водой) магмы. Нужно отметить, что оба условия приняты для пород формации рапакиви (Sederholm, 1932; Eckermann, 1937; Savolahti, 1962; Свириденко, 1968).

Условия и история кристаллизации

Глубина формирования. Определять глубину становления массивов Эстонии по обычно используемым геологическим данным (взаимоотношения с рамой, контактовые явления, истинная форма тела и т. д.) не представляется возможным. Главными критериями пока служат структуры и текстуры пород и аналогия со сходными образованиями.

Что касается гранит-порфиров Рижского массива, особенно кингисеппских, то четкая двуэтапность кристаллизации и тонкозернистая микропегматитовая структура основной массы — прямые свидетели неглубокого образования их. На это же указывает, по-видимому, и частая встречаемость миароловых пустот. Ф. К. Шипулин (1968) отмечает, что миароловые пустоты в гранитоидах Дашкесана приурочены к апикальным частям массивов.

Сложнее интерпретировать глубину образования (точнее, эрозионного среза) других массивов. Учитывая признаки неравновесности структуры и состава можно эстонские граниты рапакиви располагать в следующий ряд: гранит-порфиры северной части Рижского массива → трахитоидные и порфиroidные граниты Найссаарского массива → порфиroidные граниты Мярьямааского, Неэмеского и Эредаского массивов. Любопытно, что почти такой же ряд получится, используя коэффициент, предлагаемый А. М. Гинатуллиным (1966): кварцевые порфиры о. Суурсаар (эффузивная фация, для сравнения); $K_f = Fe_2O_3 : MgO$, в вес. % % составляет 2,8—14,0 → Рижский массив (2,5—6,6) → Найссаар-

ский массив (1,5—5,9) → Мяръямааский массив (1,4—2,6) →
→ Неэмеский массив (1,2—2,3) → Эредаский массив (0,26—0,38).

А. Ворма (Vorma, 1971) на основе структуры особенностей и кинетики перехода ортоклаза в микроклин считает, что комагматические с рапакиви порфиroidные граниты Финляндии образовались в более глубинных условиях, по сравнению с типичными рапакиви.

Предположение А. Ворма согласуется с приведенными выше данными. Однако структура породы — не только функция глубины формирования, но и функция других условий кристаллизации, например, содержания летучих компонентов. Существует альтернативное решение: порфиroidные граниты рапакиви образовались на той же глубине, что рапакиви, но при несколько повышенном содержании воды. Действительно, многие особенности порфиroidных гранитов рапакиви объяснимы кристаллизацией несколько обогащенной водой магмы — пониженная железистость биотита, в парагенезисе с магнетитом, присутствие в породе вместо ортоклаза микроклина, развитие местами микроклина по плагиоклазу и др. По-видимому, решение этого вопроса в данное время преждевременно. Тем не менее можно утверждать, что по сравнению с другими докембрийскими гранитоидами граниты рапакиви являются относительно приповерхностными. Л. П. Свириденко (1968) оценивает глубину становления салминских гранитов рапакиви в 2,5—3,0 км.¹³

Имея в виду проблему пространства, особо остро возникающую при объяснении размещения значительных масс магмы, и удовлетворительно пока не решенной, а также сказанное выше, невольно возникает предположение о поверхностном образовании (под покровом своих же эффузивных аналогов) по крайней мере части массивов рапакиви. Такая идея не нова: для некоторых шведских пород она высказана Р. Дэли (Eckermann, 1937). И еще, уже в 1932 г. И. Седерхольм писал (Sederholm, 1932, стр. 25): «Граниты рапакиви затвердели под покровом древних пород в виде лакколитоподобных пластов, а в некоторых местах в виде эффузивных слоев, залегающих на древних осадках и вулканических образованиях» (перевод автора).

Температура кристаллизации. Классические рапакиви единодушно считаются высокотемпературными образованиями (Savolahti, 1962; Свириденко, 1968; Vorma, 1971). Граниты рапакиви Эстонии обнаруживают как признаки высокой температуры (параморфозы по высокотемпературному кварцу, отчасти — значительная железистость биотита), так и низкой (калишпат представлен главным образом высокотриклинным микроклином).

¹³ По этой причине автор воздержался от использования к телам рапакиви термина «плутон». «Плутон», «плутонические породы» обозначают прежде всего интрузивные тела и породы глубокого заложения.

Примером политермической (и, по-видимому, полибарической) кристаллизации служат гранит-порфиры скв. Кингисепп. Начало кристаллизации (стр.) протекает при высокой температуре (дипирамидальный кварц, сильно пертитовый существенно моноклинный калишпат); завершается кристаллизация образованием низкотемпературной ассоциации в миароловых пустотах и частичной унакитизацией породы.

Порфиroidные граниты Мяръямааского, Неэмеского и Эредаского массивов затвердели, по-видимому, в общем при несколько более низкой температуре, обусловленной относительно повышенным содержанием воды или большей глубиной (?), хотя политермическая история также не вызывает сомнения. В результате породы в значительной мере претерпели позднемагматическую перекристаллизацию. Это выражается в дорастании дипирамидального кварца, вследствие чего первоначальная форма лучше устанавливается по зональному строению (Кууспалу, 1971), в упорядочении первичного ортоклаза и в превращении его в микроклин, в позднем развитии микроклина по плагиоклазу (Мяръямааский массив) и др. В. Клейном произведено 5 определений титана в магнетите из гранитов скв. Ваймыйза 302. Полученные низкие содержания — 0,26—0,33% титана — по термометру Е. Баддингтона соответствуют температурам кристаллизации ниже 500°С. Эти значения вполне правдоподобны для заключительного этапа кристаллизации, так как отмечается позднее развите сфена по магнетиту.

Граниты Найссаарского массива по истории и условиям кристаллизации занимают, по-видимому, промежуточное положение.

Порядок кристаллизации. Ход кристаллизации гранитной магмы обычно рассматривается на основе тройных диаграмм: кварц—ортоклаз—альбит. Точки нормативных составов гранитов рапакиви Эстонии на этих диаграммах размещаются на ортоклазовой стороне, со средним составом около 40% ортоклаза, 30% альбита и 30% кварца (рис. 6).

Согласно диаграмме О. Ф. Таттла и Н. Л. Боуэна (Tuttle, Bowen, 1958) (рис. 6а), кристаллизация должна была бы начинаться с выделения ортоклаза, а в некоторых случаях, в зависимости от давления H_2O , с ортоклаза и кварца. Однако диаграмма не учитывает влияния аортитового компонента, содержание которого относительно высокое в гранитах рапакиви Эстонии. В аортитсодержащих гранитных системах (рис. 6б и в) с повышением аортитового составляющего поле альбита расширяется и минимум сдвигается к стороне кварц—ортоклаз. В результате этого точки составов гранитов рапакиви попадают уже в поле плагиоклаза и очень редко — ортоклаза (6б и в); т. е. при давлениях H_2O 2000 и 1000 бар первым должен кристаллизоваться преимущественно плагиоклаз. То же отмечает А. Ворма для большинства рапакиви Выборгского массива (Vorma, 1971).

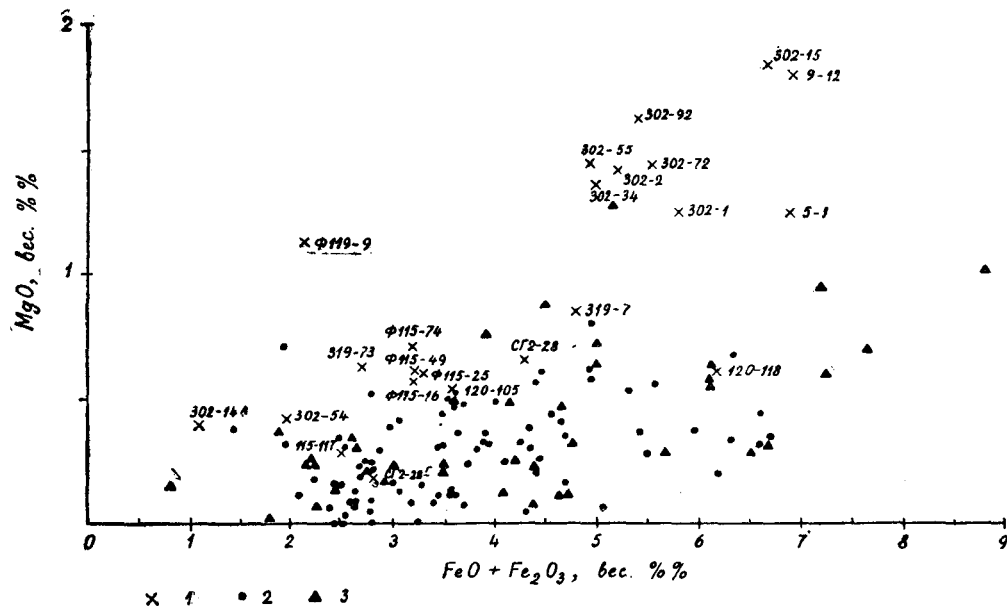


Рис. 5. Соотношение содержаний MgO и FeO+Fe₂O₃ в гранитах рапакиви Эстонии и в рапакиви Выборгского и Салминского массивов. 1 — граниты рапакиви Эстонии (23 анализа, 2 — рапакиви Салминского массива (83 анализа, Свириденко 1968), 3 — рапакиви Выборгского массива (40 анализов; Lokka, 1934; Великославский, 1953; Vorma, 1971)

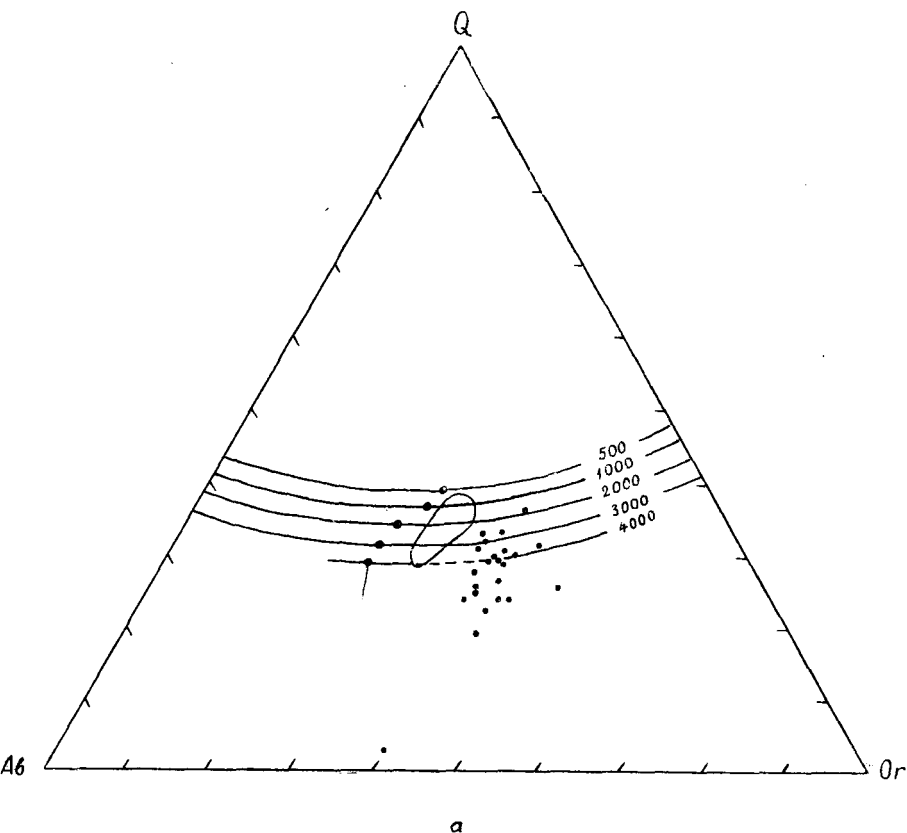
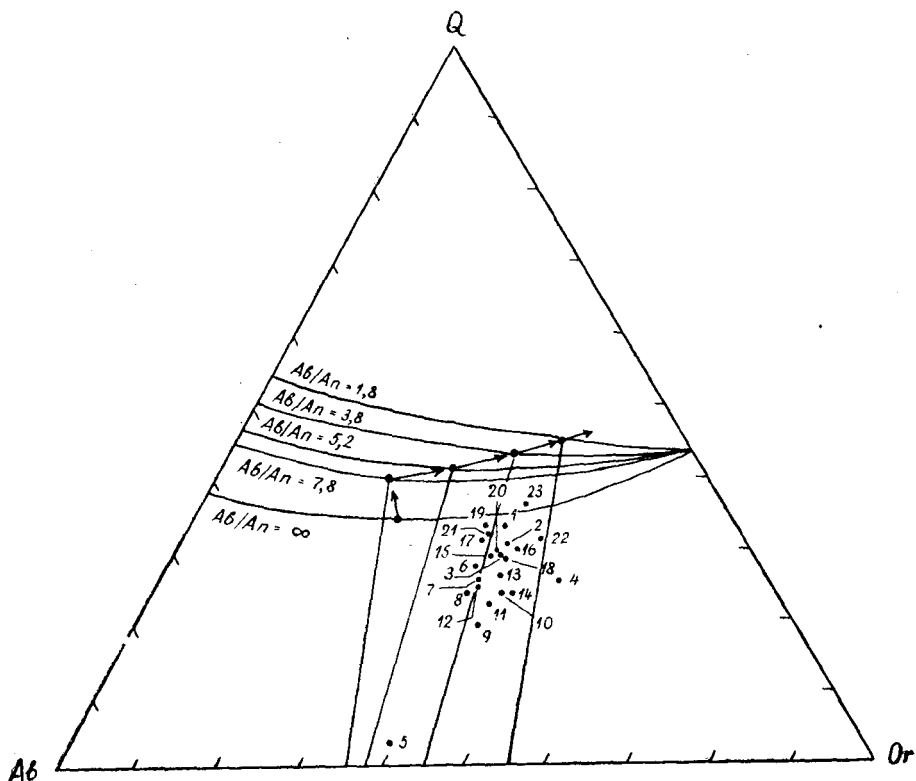


Рис. 6. Положение точек нормативных составов гранитов рапакиви Эстонии на различных тройных диаграммах гранитных систем. Цифры около них соответствуют порядковым номерам в табл. 19.

а) Диаграмма тройного минимума в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ в зависимости от давления H_2O (500—4000 кг/см²) (Tuttle, Bewen, 1958)

Представляется однако, что последние диаграммы также нельзя прямо использовать для определения порядка кристаллизации. Необходимо еще ввести поправку на характернейший гранитам рапакиви летучий компонент — HF. Помимо того, что HF резко снижает точку плавления гранита, его примесь изменяет фазовые взаимоотношения в системе: уменьшает поле устойчивости полевого шпата относительно кварца (Wyllie, Tuttle, 1961). Фтор и водосодержащая гранитная система детально не изучена, но судя по влиянию HCl (рис. 6г) можно ожидать существенное смещение «тройного» минимума в сторону ребра альбит-ортоклаз. Это означает, что в определенных условиях (высокое давле-

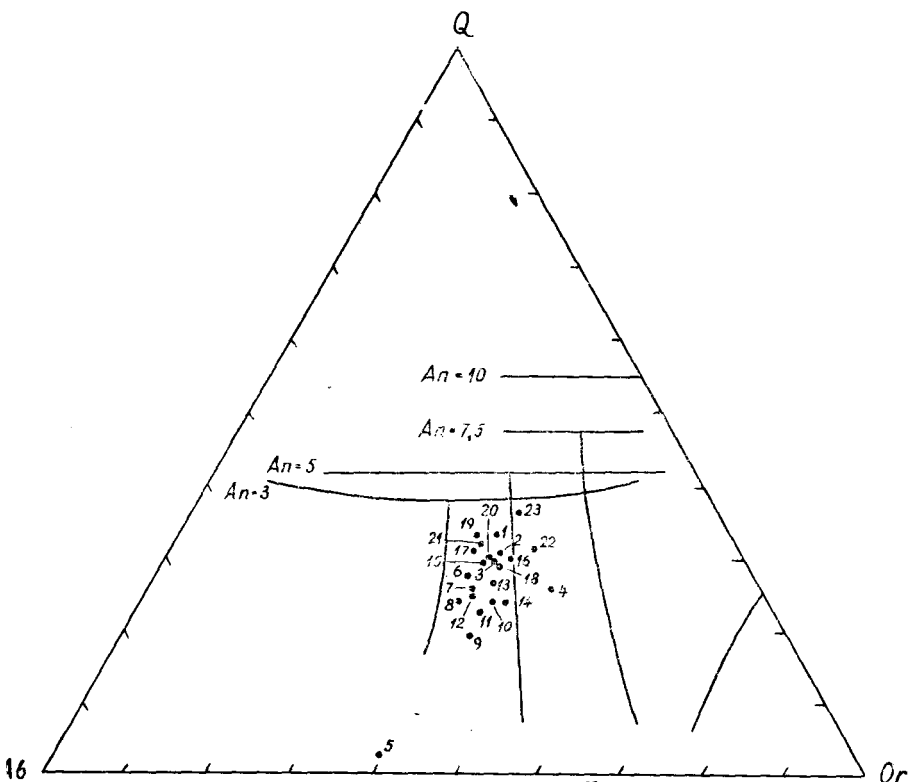


6

Рис. 6. б) Положение тройного минимума в системе обсидиан — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — H_2O при давлении H_2O 2000 бар в зависимости от доли анортита (Платен, 1967). Соотношение Ab/An в изученных образцах: 1 — 4,2; 2 — 8,1; 3 — 5,2; 4 — 3,6; 5 — 4,1; 6 — 2,4; 7 — 3,9; 8 — 3,1; 9 — 3,3; 10 — 3,0; 11 — 2,1; 12 — 2,9; 13 — 1,9; 14 — 1,9; 15 — 13,3; 16 — 5,0; 17 — 3,3; 18 — 5,7; 19 — 3,5; 20 — 3,4; 21 — 3,3; 22 — 3,5; 23 — 3,5.

ние HF, наличие анортитовой осставляющей) в безводной системе гранитный минимум, по-видимому, может занимать область составов гранитов рапакиви. Принципиально такой же эффект можно ожидать в системе, содержащей из летучих одну воду и анортитовый компонент, в условиях повышенных давлений.

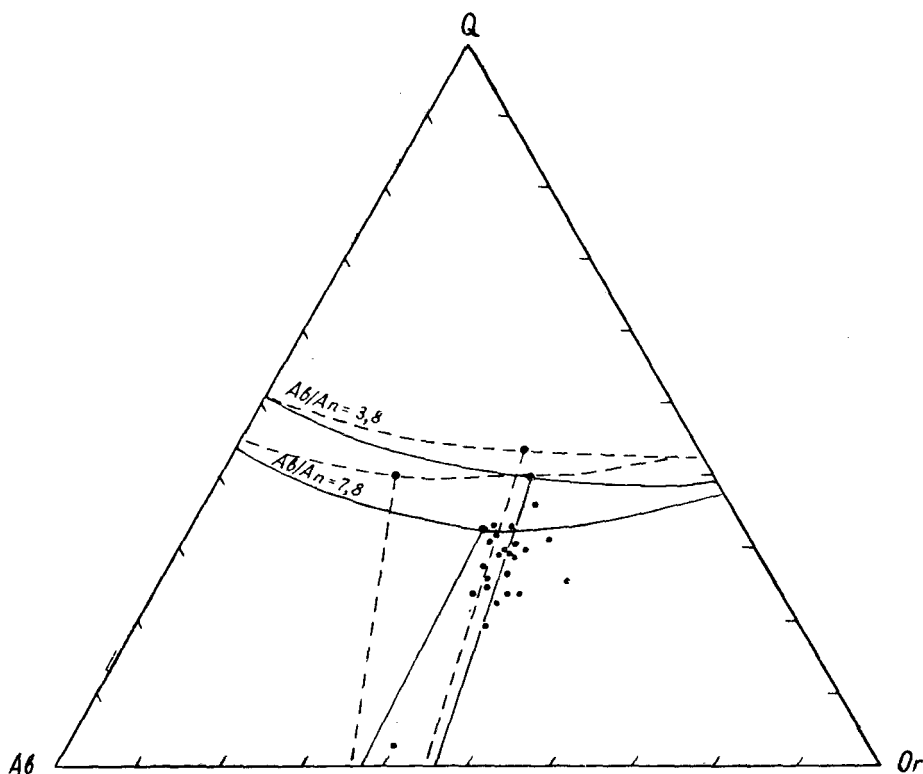
Отсюда следует несколько важных выводов. 1. Богатая калием магма (в том числе магма рапакиви) принципиально может рождаться в результате анатексиса глубоких горизонтов земной коры, причем, по-видимому, в несколько варьирующих условиях. Это хорошо связывается с геологическими данными (см. раздел



6

Рис. 6. в) Положение тройного минимума в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ — Si_2O_2 — H_2O при давлении H_2O 1000 бар в зависимости от количества анортита An. Диаграмма по Джемсу и Гамильтону, 1969 (Vogt, 1971). Нормативные количества An при $\text{Ab} + \text{An} + \text{Or} + \text{Q} = 100$: 1 — 6,2; 2 — 3,4; 3 — 5,6; 4 — 6,7; 5 — 12,3; 6 — 13,1; 7 — 8,8; 8 — 9,3; 9 — 9,6; 10 — 10,2; 11 — 14,1; 12 — 10,8; 13 — 14,2; 14 — 14,5; 15 — 2,3; 16 — 5,4; 17 — 8,7; 18 — 4,9; 19 — 7,9; 20 — 8,2; 21 — 8,3; 22 — 6,5; 23 — 6,2.

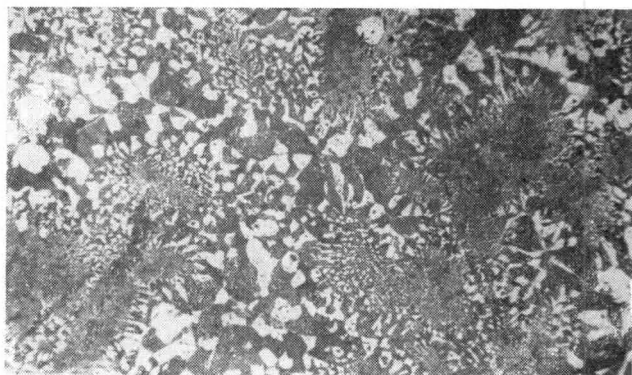
«Тектоническое положение и происхождение магмы рапакиви»). Работы по гранитным системам последних лет подкрепляют приведенное суждение (Анфилогов и др., 1971; Дубровский, 1972). Этим самым отпадают трудности в объяснении возникновения калиевой магмы, требовавшие ранее привлечения механизма калиевого метасоматоза (Eskola, 1956; Судовиков, 1967). 2. Давление летучих компонентов существенно контролирует ход кристаллизации. Скачкообразные изменения его должны вызывать резкие смены минеральных ассоциаций. Многие структурные



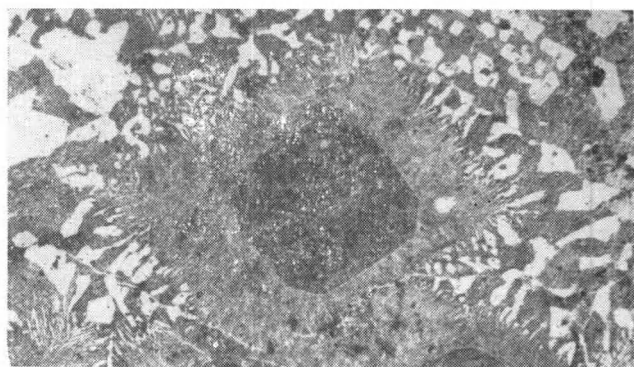
2

Рис. 6. г) Смещение тройного минимума в результате прибавления к системе в качестве флюидной фазы раствора HCl. Пунктир: диаграмма системы обсидиан — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—H}_2\text{O}$ при давлении 2000 бар и при различных соотношениях Ab/An. Сплошная линия: диаграмма системы обсидиан — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{—0,05 M}$ раствор HCl при давлении 2000 бар и при различных соотношениях Ab/An (Платен, 1967).

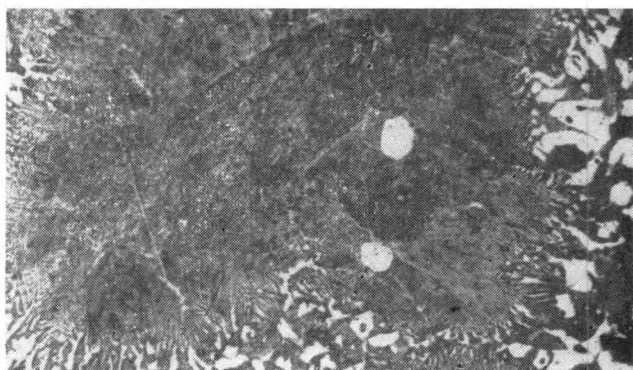
особенности гранитов рапакиви иллюстрируют это положение. З. Так как положение гранитного минимума сильно зависит от присутствия или отсутствия нескольких компонентов, то существует множество гранитных минимумов. Словами М. И. Дубровского (1972, стр. 448): «Граниты в широком диапазоне составов могут быть «гранит-минимумами» или ... «эвтектическими гранитами». Следовательно, существующие диаграммы фазового состояния не позволяют еще подробно анализировать историю кристаллизации и выплавления гранитной магмы, ибо природные системы всегда сложнее искусственных. Тем не менее тенденции,



1

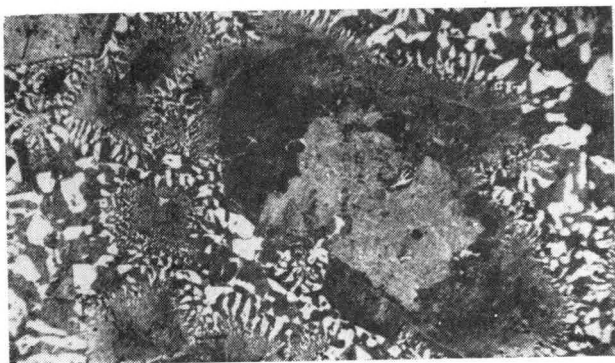


2



3

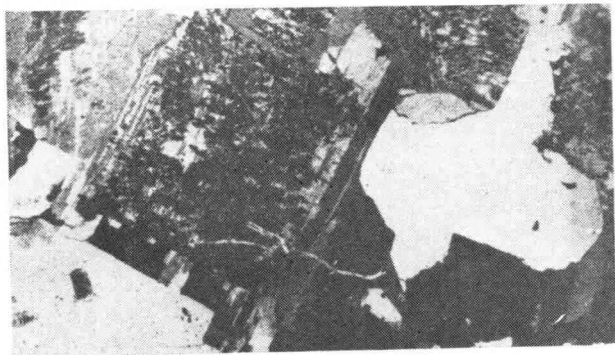
1



2

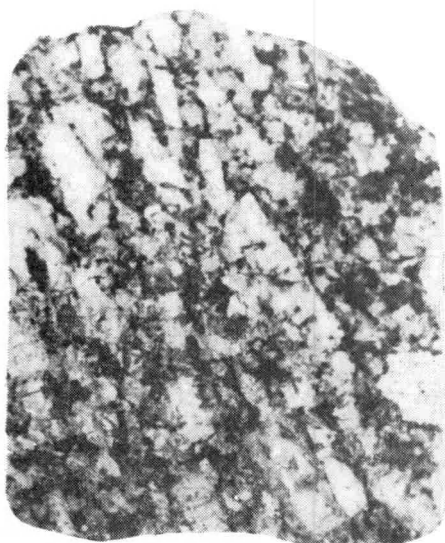


3





I



2

Табл. IV

a

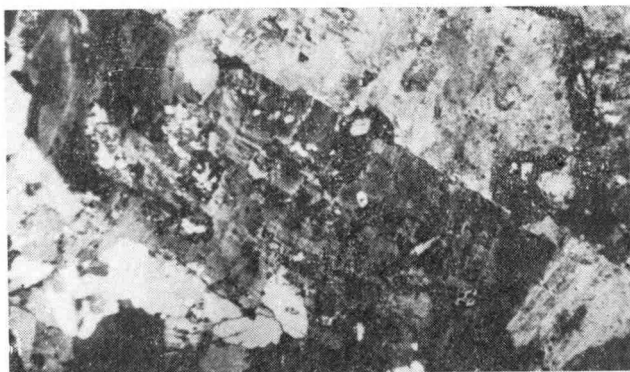


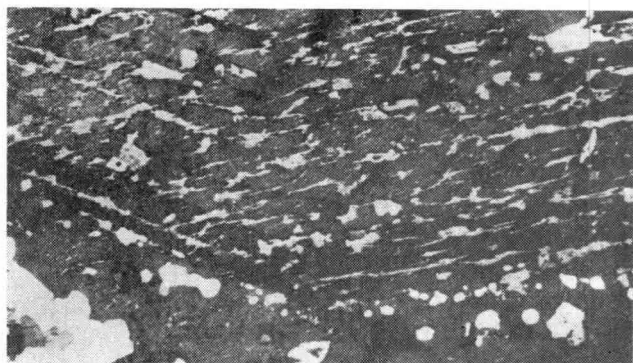
1



6

2

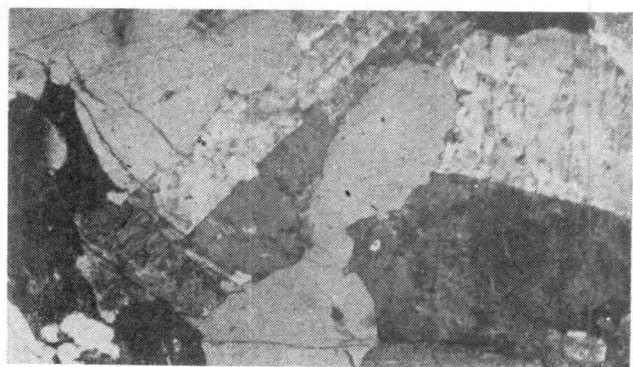




1

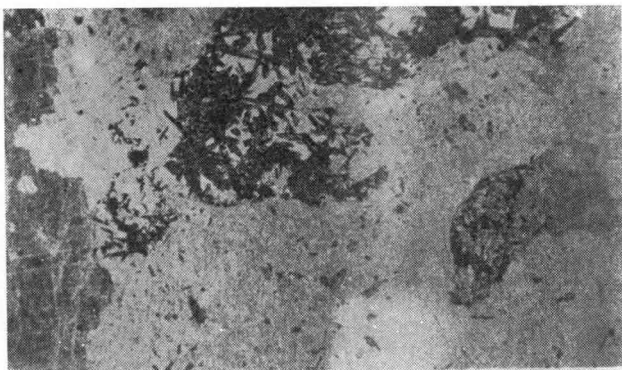


2



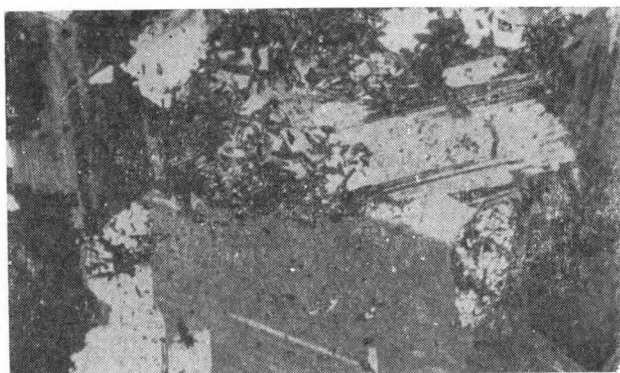
3

a

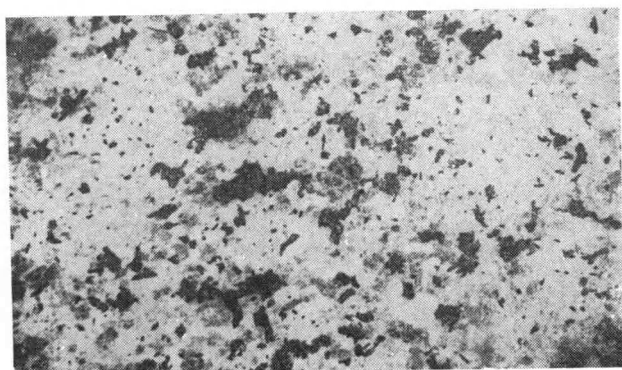


1

б

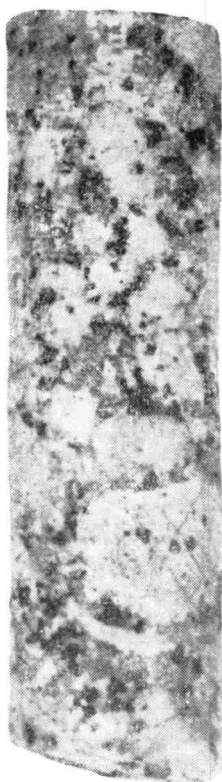


2



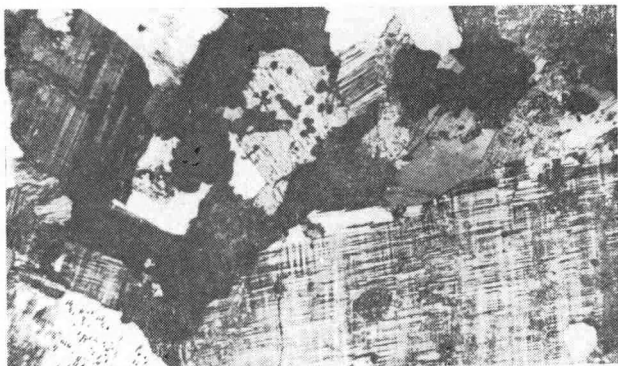


I



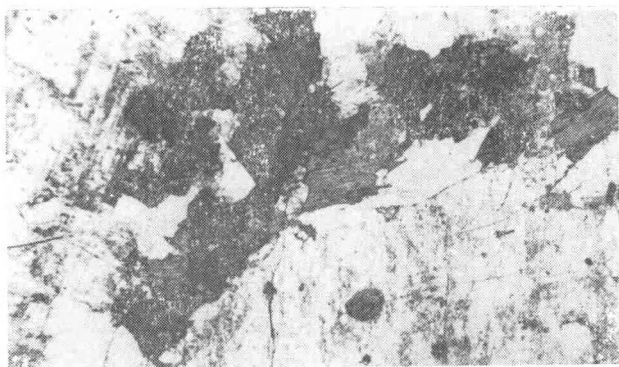
2

а

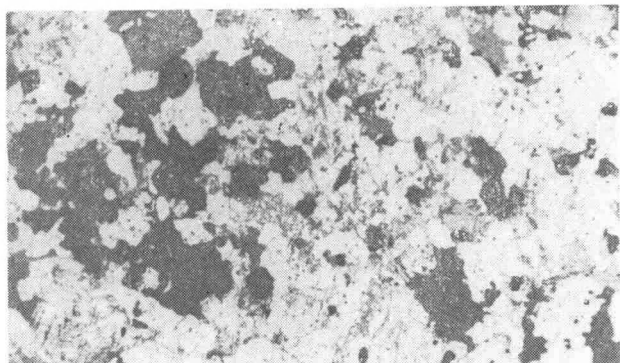


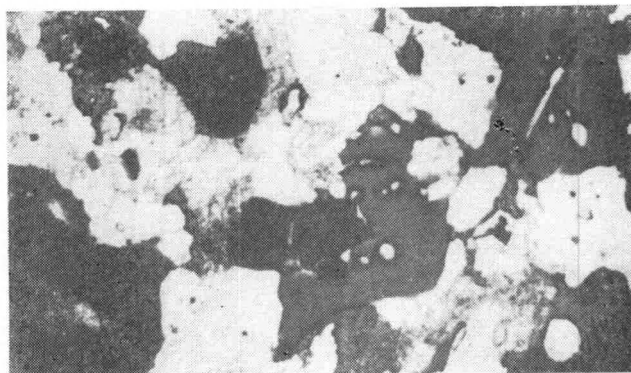
1

б

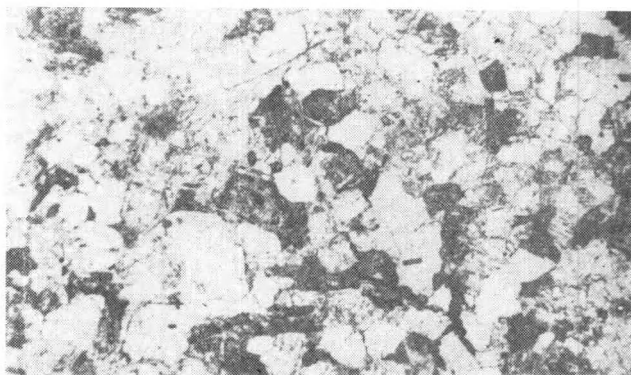


2

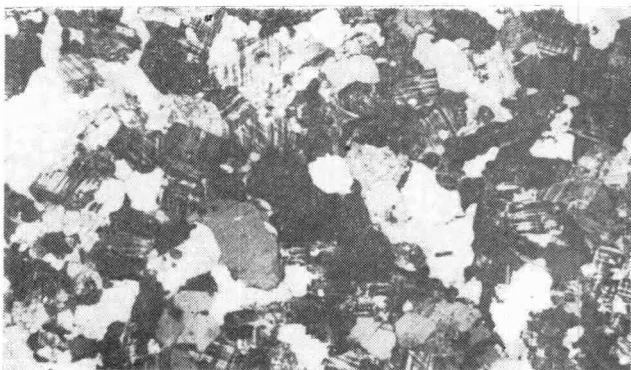




1



а



2

б



a



б

I



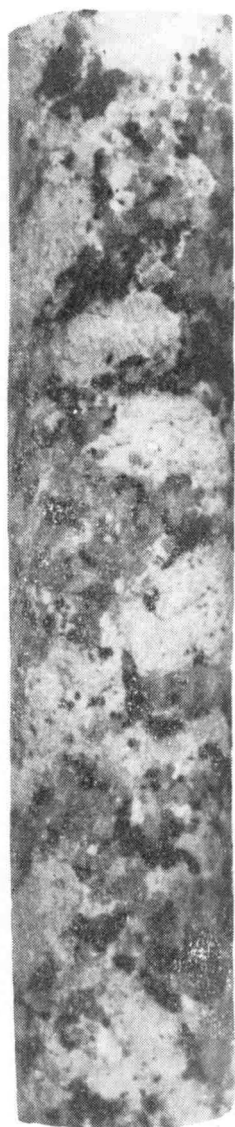
1



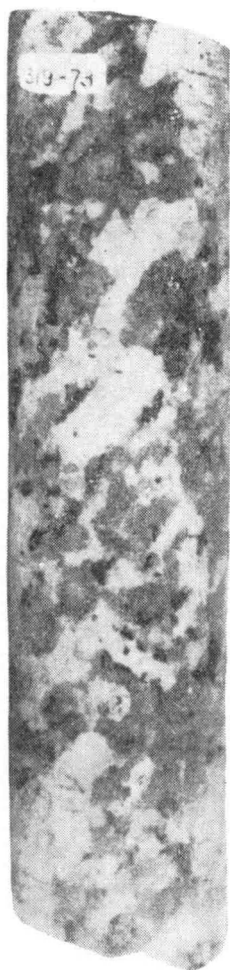
2



3



a



б

I

Табл. I.

Рис. 1. Микропегматитовая основная масса Кингисеппского гранит-порфира рапакиви. Шлиф СГ2-27. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 557,1 м. $\times 10$, без анализатора.

Рис. 2. Идноморфный фенокристалл калишпата с каймой микропегматита в гранит-порфире. Шлиф СГ2-27. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 557,1 м. $\times 25$, без анализатора.

Рис. 3. Вкрапленники дипирамидального кварца в гранит-порфире. Шлиф СГ2-27. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 557,1 м $\times 25$, без анализатора.

Табл. II.

Рис. 1. Вкрапленники плагиоклаза, обросший кальевым полевым шпатом. Шлиф СГ2-29. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 569,8 м. $\times 10$, без анализатора.

Рис. 2. Характер перехода микропегматитовой основной массы в мнуроловую пустоту (правый верхний угол снимка), Кингисеппский гранит-порфир. Шлиф СГ2-29. Скв. Кингисепп СГ2, глуб. 569,8 м. $\times 10$, без анализатора.

Рис. 3. Обрастание кальевого полевого шпата плагиоклазом около мнуроловой пустоты в гранит-порфире рапакиви. Шлиф СГ2-29. Скв. Кингисепп СГ-2, глуб. 569,8 м. $\times 25$, с анализатором.

Табл. III.

Рис. 1. Порфиroidный гранит рапакиви. Обр. 115-113. Скв. Мурасте 115, глуб. 190,9—191,1 м. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

Рис. 2. Трахитондный унакитизированный гранит рапакиви. Обр. 120-112. Скв. Найссаар 120, глуб. 142,5—143,5 м. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

Табл. IV.

Рис. 1. Порфиroidный гранит рапакиви скв. Мурасте. Шлиф 115-117. Скв. Мурасте 115, глуб. 195,5 м. $\times 10$, а — без анализатора, б — с анализатором.

Рис. 2. Зональный карлсбадский двойник кальевого полевого шпата. Шлиф 115-109. Скв. Мурасте 115, глуб. 186,9 м. $\times 10$, с анализатором.

Табл. V.

Рис. 1. Часть зонального кристалла калишпата в порфиroidном граните рапакиви. Зональность создается зональным распределением пертитовых вростков и включений кварца. Шлиф 115-116. Скв. Мурасте 115, глуб. 194,6 м. $\times 10$, с анализатором.

Рис. 2. Часть зонального вкрапленника калишпата. Зональность создается чередованием слоев различной триклинности и зональным распределением включений. Шлиф 115-4 II. Скв. Мурасте 115, глуб. 190,9 м. $\times 10$, с анализатором.

Рис. 3. Трахитондный гранит рапакиви. Шлиф 120-4. Скв. Найссаар 120, глуб. 138,0 м. $\times 10$, с анализатором.

Табл. VI.

Рис. 1. Унакитизированный трахитондный гранит рапакиви. В верхней части снимка — скопления призматических кристаллов эпидота. Шлиф 120-0. Скв. Найссаар 120, глуб. 143,0 м. $\times 10$. а — без анализатора, б — с анализатором.

Рис. 2. Жильный унакит-сиенит. Шлиф 120-118. Скв. Найссаар 120, глуб. 144,4 м. $\times 10$, без анализатора.

Табл. VII.

Рис. 1. Порфиroidный гранит Мярьямааского массива, содержащий перекристаллизованный ксенолит. Обр. 302-72. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 439,2—439,3 м. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

Рис. 2. Порфиroidный гранит рапакиви Мярьямааского массива с вкрапленником калишпата, окруженным оболочкой плагиоклаза (в нижней части снимка). Обр. 302-14^A. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 330,7—330,8 м. $\frac{3}{4}$ нат. вел.

Табл. VIII.

Рис. 1. Порфиroidный гранит рапакиви Мярьямааского массива. Шлиф 302-1. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 304,2 м. $\times 10$. а — без анализатора, б — с анализатором.

Рис. 2. Ксенолит из порфиroidного гранита рапакиви. Шлиф 302-1013. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 386,9 м. $\times 10$, без анализатора.

Табл. IX.

Рис. 1. Гранобластовый агрегат биотита, плагиоклаза и кварца в ксенолите из порфиroidного гранита рапакиви. Шлиф 302-1013. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 386.9 м. $\times 25$, без анализатора.

Рис. 2. Аплит рапакиви. Шлиф 302-1015. Скв. Ваймыйза 302, глуб. 403.3 м. $\times 10$, а — без анализатора, б — с анализатором.

Табл. X.

Рис. 1. Общий вид порфиroidного гранита рапакиви Эредаского массива. Скв. Эреда 319, а — обр. 319-19, глуб. 289.7—289.9 м; б — обр. 319-73, глуб. 342.5—342.7 м, $\frac{3}{4}$ нат. вел.

Табл. XI.

Рис. 1. Порфиroidный гранит рапакиви Эредаского массива. Шлиф 319-73. Скв. Эреда 319, глуб. 342.5 м. $\times 10$, с анализатором.

Рис. 2. Псевдоморфозы по ортиту (темные, в центральной части снимка). Шлиф 319-35. Скв. Эреда 319, глуб. 305.4 м. $\times 10$, без анализатора.

Рис. 3. Мозачное погасание деформированного кварца. Шлиф 319-77. Скв. Эреда 319, глуб. 345.9 м. $\times 10$, с анализатором.

Табл. XII.

Рис. 1. Общий вид порфиroidного гранита рапакиви Пеземского массива. Скв. Пыэсуу Ф 106, а — обр. 106-5, глуб. 192.5—192.7 м; б — обр. 106-4, глуб. 195.1—195.2 м, $\frac{3}{4}$ нат. вел.

закономерности, выявленные экспериментами, не заменимы в петрологических построениях.

Обратимся к фактическому материалу. Исключительно четко порядок кристаллизации магмы запечатлен в кингисеппском гранит-порфире. Породообразующие минералы в нем представлены несколькими генерациями, в том числе плагиоклаз, образующийся в начале и в конце затвердевания породы. Сущность кристаллизации — это прерывисто-непрерывный процесс, управляемый составом магмы относительно «эвтектического» и, в большой мере, внешними термодинамическими условиями и режимом летучих. Возникают и антирапакиви-структура и структура рапакиви; первая в раннюю стадию кристаллизации, вторая — в позднюю. Структура рапакиви возникает в результате обрастания и частичного замещения более раннего калишпата. Подробнее возможная интерпретация хода кристаллизации была дана ранее (стр. 90).

Что касается остальных гранитов, то здесь определение порядка кристаллизации носит в той или иной степени спекулятивный характер. Проявившаяся поздняя частичная перекристаллизация значительно затушевывала первичные соотношения минералов. По всем имеющимся данным можно однако считать, что кристаллизация также была периодической и управлялась теми же основными факторами. Характер порфировидной структуры свидетельствует, что первым начал выделяться калишпат, а затем — кварц (например, граниты Мурасте и Эреда). Судя по размерам кристаллов и структуре, кристаллизация плагиоклаза начинается несколько позже.

Элементы трахитоидной текстуры, присущие всем гранитам, кроме гранофилов Рижского массива, несомненно связаны с движением при кристаллизации магмы. Редкие крупные четкозональные вкрапленники калиевого полевого шпата существовали, по-видимому, уже до достижения магмой нынешнего уровня. Другими словами, интродуцировавшая магма была гетерогенной, содержала по крайней мере кристаллы калишпата. Движение продолжалось и в период кристаллизации основной массы, в течение которого формировалась трахитоидная текстура. Движение при кристаллизации вызвало явления протоклаза (Мярьямааский, Эредаский и Неэмеский массивы) и, по всей вероятности, способствовало упорядочению структуры калиевого полевого шпата.

Роль летучих компонентов. Магма рапакиви большинством исследователей признается сухой, т. е. бедной водой, но обязательно содержащей фтор, и, в меньшей мере, другие летучие компоненты. Как показывает А. Ворма (Vorma, 1971) и следует из наших данных, в определенных случаях пренебрегать содержанием воды все-таки нельзя. Относительно повышенным содержанием воды хорошо объясняются некоторые черты

порфиroidных гранитов, такие как превращение ортоклаза в микроклин, образование маложелезистого биотита в равновесии с магнетитом (Мярьямааский массив) и образование гидротермального раствора, приводящего к унакитизации.

Роль летучих компонентов в рапакиви детально обсуждена в ряде работ (Savolahti, 1962; Vorma, 1971). Здесь хочется только отметить необходимость в будущем исследовать роль HF. Поведение HF и воздействие его на кристаллизацию и на образование гранитного расплава, особенно в присутствии H_2O , экспериментально еще слабо изучено. Представляется, что HF во многом определяет лицо и сущность гранитов рапакиви. Необходимо иметь в виду: 1) HF встречается во всех почти без исключения разновидностях гранитов рапакиви (в виде флюорита или топаза); 2) HF заметно снижает точку плавления гранитной системы; 3) HF определяет направление кристаллизации (или селективность расплавления твердого субстрата), так как смещает точку минимума гранитной системы; 4) неясен вопрос о степени влияния HF на вязкость гранитной магмы, важном при интерпретации поднятия гранитной магмы и при оценке диффузии в гранитном расплаве; 5) в литературе имеются указания на то, что HF способствует дифференциации магмы и возникновению гидротермальных растворов.

Тенденции дифференциации. Граниты рапакиви Эстонии в целом весьма выдержанные и отчетливые проявления дифференциации магмы не отмечены. Темноцветные скопления в мярьямааских гранитах обязаны, по-видимому, гибридизму (стр. 101). Неясен генезис редких меланократовых прослоев, обогащенных биотитом, роговой обманкой и плагиоклазом в Незмеском массиве. Дифференциацией, однако, нужно объяснить появление в эредаском граните участков, обогащенных кварцем, и пегматоидной структуры. Реальными свидетельствами дифференциации являются также жилы производные мярьямааского и найссаарского гранитов (аплиты и унакитовые микросениты). Пределы изменения состава можно проследить на рис. 4. Наблюдающиеся тенденции дифференциации магмы сводятся к обогащению кремнеземом и щелочами (массивы Эреда, Мярьямаа), либо к увеличению содержания натрия (скв. Найссаар).

Тектоническое положение и происхождение магмы гранитов рапакиви

Как посткинematические образования, граниты рапакиви датируют верхний рубеж складчатости вмещающих их толщ. Массивы рапакиви Эстонии прорывают все главные структурные зоны кристаллического фундамента. Этот факт позволил уже в 1967 г. отрицать развитие здесь готид, бывших в моде в то время,

и, в сочетании с другими геологическими данными, подкрепить предположение о свекофенском типе строения фундамента Эстонии.

О палеогеографической обстановке времени становления гранитов рапакиви можно судить только косвенно, на примере района Далекарля (Швеция) и о. Суурсаар (Гогланд) в Финском заливе. Не вникаясь во многие детали этой интереснейшей эпохи, обращаем внимание на два аспекта, важные для понимания геологии гранитов рапакиви Эстонии. Во-первых, материалы по посторогенному комплексу Далекарлии (Lundqvist, 1968; Eckerstapp, 1937) показывают, что магматические проявления этого времени сложны и неоднородны. Следовательно, при детальном анализе массивы гранитов рапакиви могут также оказаться несколько разновозрастными. Во-вторых, на о. Суурсаар кварцевые порфиры, которые уже В. Рамзеем (Ramsay, 1892) и последующими исследователями (Kranck, 1928; Wahl, 1947) считаются эффузивной фацией рапакиви Выборгского массива, залегают (через лабрадоровые порфиры, кварциты и кварцитовые конгломераты) на глубокоденудированной поверхности складчатого основания. Примечательно, что основание, включающее позднекинематические микроклиновые граниты с возрастом около 1750—1850 млн. лет (по аналогии с Финляндией и Швецией), размыто до пород амфиболитовой фации. Если распространять аналогию на соседние территории, то вытекает, что основная денудация имела место до внедрения гранитов рапакиви. Поэтому размещение эстонских гранитов среди толщ гранулитовой (Рижский массив и, возможно, частично Эредаский) и высокотемпературной амфиболитовой фаций (остальные массивы) не дает дополнительной информации ни о глубинности становления гранитов, ни о размере последующего размыва.

Интрузии гранитов рапакиви несомненно связаны с после-складчатыми блоковыми тектоническими движениями. Отдельные массивы Балтийского щита приурочены к установленным дизъюнктивным нарушениям — разломам и тектоническим депрессиям, причем в последних нередко присутствуют также верхнедокембрийские иотнийские отложения. Однако разломы, служившие путями движения магмы и контролировавшие размещение массивов, чаще не устанавливаются. Такое же положение мы имеем в кристаллическом фундаменте Эстонии. По-видимому, эти относительно молодые нарушения не картируются геофизически на фоне более древней мозаики нарушений.

А. А. Полканов (1956), обобщая тектонику хогландия-иотния Балтийского щита, пришел к заключению о существовании большой радиальной флексуры, к которой приурочены массивы рапакиви. Его вывод более или менее прямо исходил из рисунка пространственного распространения рапакиви, начертанного Х. Эккерманном (Eckerstapp, 1937). В свете новых данных гипотезы

теза А. А. Полканова едва ли находит подтверждение. Морскими исследованиями в Ботническом заливе (Veltheim, 1962) обнаружены новые площади развития рапакиви, частично предсказанные ранее на валунном материале (Eskola, 1928). С другой стороны, петрографическое изучение погребенного фундамента западной части Русской платформы выявило здесь, южнее флексуры А. А. Полканова, широкое развитие гранитов рапакиви: Мярьямааский массив; Рижский массив, по площади соизмеримый с Выборгским; Лужский массив; массив северо-восточной Польши (Тихомиров, 1965; Варданыц и Тихомиров, 1966). Итак, ареал рапакиви в западной части Русской платформы начертается скорее в виде субмеридиональной зоны, начиная от Северной Швеции и Финляндии на севере и кончая массивами Западной Украины на юге. Первыми на это обратили внимание Л. А. Варданыц и С. Н. Тихомиров (1966, 1970).

Представляется, что поиски объяснения происхождения магмы рапакиви должны исходить из закономерностей геологического строения и развития этой зоны. В этой связи вызывает удивление, что обычно, за редкими исключениями (Н. Г. Судовиков), рапакиви рассматривались изолированно. Главный дискутировавшийся вопрос — это генетические взаимоотношения рапакиви с основными породами, которые встречаются в ряде крупных массивов рапакиви. Отношение к этой связи в основном и определило расхождения в представлениях (Свириденко, 1968).

Нам кажется, что ключ к пониманию проблем возникновения, формационного характера рапакиви и т. д. лежит в историко-геологическом подходе к указанному региону, а в первую очередь — в сравнительном анализе ряда сменивших одна другую ультраметагенных и магматических формаций. Интересующая нас зона в настоящее время неравномерно, а участками недостаточно изучена. Но и сейчас намечаются некоторые закономерности, проливающие свет на проблему рапакиви. На них мы вкратце, в порядке постановки вопроса, и остановимся.

В зоне развития рапакиви, по крайней мере в северной ее части (Швеция, Финляндия, Эстония), а, по-видимому, и южнее, широко распространены т. н. микроклиновые или позднекинематические калиевые граниты. Они описаны многими скандинавскими геологами (В. Мармо, А. Симоненом и др.) и установлены в широком масштабе в фундаменте западной части Русской платформы (Варданыц и Тихомиров, 1966 и 1970).

С точки зрения формационной специфики эти граниты еще слабо изучены.

По возрасту граниты, по-видимому, являются непосредственными предшественниками гранитов рапакиви. Радиологический возраст их составляет около 1750—1850 млн. лет (Welin, Blomqvist, 1964; Eskola, 1963). В структурно-вещественном отношении граниты весьма разнородны; петрографически это лейко-

кратовые, чаще всего плагио-микроклиновые и микроклиновые граниты, дающие переходы от аплитовых до пегматондных гранитов и калиевых пегматитов. По мнению автора, сюда же нужно отнести и ортоклазовые разности, распространенные, например, в пределах Эстонско-Латвийской гранулитовой зоны (граниты Пярну, Каагвере и др.) (Биркис и др., 1972). Разнообразны и формы проявления калиевых гранитов: очень часто они присутствуют в качестве мигматизирующего материала в метаморфических породах или образуют самостоятельные массивы разных размеров. Крупнейшие из них размещены на территории Швеции и Финляндии. Генетически отмечаются интрузивные, анатектические и метасоматические типы. В тектоническом отношении калиевые граниты обычно рассматриваются как позднекинематические, но они слагают множество генераций (например, на о. Суурсаар), часть из которых, вероятно, уже ближе стоит к посткинематическим.

Позднекинематические граниты по химическому и минералогическому составам весьма сходны с гранитами рапакиви, особенно с порфиroidными гранитами без маргинационной структуры. Основное отличие между ними структурное; позднекинематические граниты обладают перекристаллизованной гранитной структурой, в них часто отмечаются мирмекитовые образования, развитие микроклина по плагиоклазу и т. д. Кроме того, позднекинематические граниты нередко содержат чужеродные включения окружающих пород или продукты реакции с ними. По-видимому, эти отличия обусловлены становлением на различных глубинах, при различном режиме воды и при различном термическом состоянии окружающих толщ.

Сравнительный анализ химизма микроклиновых гранитов и гранитов рапакиви показывает, что при общем сходстве существуют все же некоторые отличительные черты. А. Симонен (Simonen, 1948), сравнивая при помощи чисел П. Ниггли микроклиновые граниты с порфиroidными посткинематическими гранитами Финляндии, пришел к заключению, что первые обладают несколько повышенным содержанием SiO_2 , Al_2O_3 и K_2O и понижением $\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; при этом посткинематические граниты обладают более постоянным составом. Автор дополнил диаграммы А. Симонена данными рапакиви Балтийского щита (по Sahama, 1945), гранитов рапакиви и калиевых гранитов Эстонии. Выводы из диаграмм: 1) точки составов посткинематических гранитов мелких массивов Финляндии, гранитов рапакиви Эстонии и рапакиви Балтийского щита образуют единые поля, заметно не различаясь между собой кроме значения железистости, увеличивающегося от порфиroidных гранитов к собственно рапакиви; 2) микроклиновые граниты имеют несколько большую al , иногда alk (за счет K_2O ?), меньшую fm и меньшую железистость по

сравнению с гранитами рапакиви; 3) выявляется некоторая химическая специфика каждого массива гранитов рапакиви.

Отличия двух формаций калиевых гранитов не резки и не оттеняют родственных связей между ними. Наиболее вероятно, что вещественное родство обусловлено сходным — анатектическим механизмом возникновения магмы в глубоких сечениях единой подвижной области. Как мы видели ранее, формирование богатого калием расплава вполне мыслимо как при выборочном плавлении водосодержащей системы при высоких давлениях, так и сухих систем в присутствии HF.

Водосодержащая гранитная магма, рождающаяся уже в высокотемпературной области амфиболитовой фации, и ниже, не могла достигать высоких горизонтов земной коры. Понижение давления при перемещении вверх вызывает немедленное удаление воды из системы и повышение точки плавления. В результате магма кристаллизуется. Таков, возможно, механизм образования позднекинематических гранитоидов, среди которых по крайней мере часть имеет малоперемещенный характер. Наличие воды в расплаве и нагретость окружающих толщ способствовали перекристаллизации и протеканию калий-кремневого метасоматоза, существенно проявленных в микроклиновых гранитах.

Очаги рождения магмы рапакиви, очевидно, располагались глубже, в сухом субстрате, не выше зоны гранулитовой фации. В ходе минеральных превращений здесь освобождается минимальное количество воды, а в определенных условиях, по-видимому, возможно накопление других летучих, как HF (например переходы биотит → гиперстен, роговая обманка → гиперстен + диопсид, апатит → монацит? и др.). Расплавление охватывает и темноцветные компоненты; образующийся расплав гомогенен. Приведем некоторые геологические аргументы. 1. Л. П. Свириденко (1968) подчеркивает родственность рапакиви и чарнокитов, особенно в отношении высокой железистости. В кристаллическом фундаменте Эстонии также известны калиевые орточарнокиты (скв. Пярну), химически очень близкие к гранитам рапакиви. 2. Геофизические расчеты Л. Лаурена (Laugel, 1970) показывают, что корни крупных массивов рапакиви Финляндии исчезают на глубинах порядка 18—20 км, т. е. вблизи раздела Конрада. Предварительный расчет продолжения в глубину магнитовозмущающих масс Мярьямааского массива дал цифру порядка 10 км (стр.).

Итак мы приходим к выводу, что поздне- и посткинематический магматизм тесно связаны между собой и представляют несколько различные формы магматической активности единой подвижной зоны. По-видимому, магма рапакиви возникла уже в эпоху свекофенского диастрофизма, как это предполагает для субиотнииских гранитов Швеции Т. Лундквист (Lundqvist, 1968).

В связи с этим возникает вопрос, почему рапакиви моложе позднекинематических гранитоидов. Окончательное решение этой проблемы в настоящее время едва ли возможно, но хочется делиться двумя альтернативными подходами. Во-первых, возможно, что магма более глубокого зарождения запаздывает, ибо известно, что продвижение вверх вязкой гранитной магмы весьма медленно. Более вероятным, однако, кажется, что здесь действует своеобразный механизм естественного отбора: сухая магма не может проникать пластичные и недосушенные вышележащие толщи, оставаясь сухой. В результате мы находим рапакиви в консолидировавшихся структурах в виде постскладчатых образований.

Что касается связи рапакиви с основными изверженными породами в свете данной интерпретации, то полагается, что массы основной магмы (более глубинного происхождения!) могли служить существенными носителями тепла и способствовать выплавлению магмы рапакиви. С другой стороны, магма рапакиви могла подняться по разломам, по которым ранее поднялась основная магма. Отсюда возникает пространственная связь. Во всяком случае многие исследователи в настоящее время отказываются от признания прямой генетической связи между габброидами и рапакиви. Подробно эта сторона вопроса разобрана Л. П. Свириденко (1968). Один из основных доказательств родства — высокая железистость рапакиви, якобы унаследованная от основной магмы в процессе контаминации и т. д. — может быть объяснен различием подвергающегося плавлению субстрата, вариацией условий плавления и т. д., тем более, что железистость гранитов формации рапакиви в широком понимании обнаруживает заметные колебания.

В заключение кратко остановимся на проблеме природы субмеридиональной зоны западной части Русской платформы, к которой приурочены проявления гранитов рапакиви. На Балтийском щите зона слагается свекофенидами (Финляндия, Юго-Западная Карелия, Швеция); областям карелид, беломорид и доготид рапакиви нехарактерны. Южнее в этой зоне бурением установлены либо полные аналогии свекофенид (Северная и Северо-Восточная Эстония), либо образования, несколько отличные по ассоциациям пород, но близкие по степени метаморфизма и мигматизации (Юго-Западная Эстония, Латвия, Литва, Белоруссия, Северо-Западная Украина). Общие особенности зоны: глубокий метаморфизм в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций низких или умеренных давлений, интенсивный поздний гранитный магматизм, включающий позднекинематические калиевые граниты предположительно среднепротерозойского возраста и посткинематические граниты рапакиви, специфический рисунок складчатых структур, отражающийся в геофизических полях. Все сказанное позволяет высказать предположение, что

зона имеет принципиально единое строение, или, по крайней мере, единую позднюю историю развития. Из главных тектонических единиц — «эталонов» Балтийского щита (беломориды, доготиды, карелиды, свекофениды) строение и история развития зоны наиболее соответствует свекофенидам. Такое понимание подтверждается геофизическими интерпретациями ряда исследователей, протягивающих свекофенские структуры с севера далеко на юг, до Украинского кристаллического щита (Зандер и др., 1967; Дедеев, 1972 и др.).

Таким образом, формация рапакиви западной части Русской платформы представляется как закономерный результат развития региона, как последнее дыхание гранитного магматизма консолидировавшейся складчатой области свекофенского типа.

Основные выводы

1. В кристаллическом фундаменте Эстонии установлены 4 небольших и один крупный массив постскладчатых калиевых гранитов, относимых к формации рапакиви.
2. Размещение массивов во всех главных структурных зонах кристаллического фундамента Эстонии позволяет подкрепить предположение о свекофенском типе строения фундамента.
3. Граниты формации рапакиви — типичные магматические породы, формировавшиеся в тектонически спокойной обстановке и в относительно приповерхностных условиях.
4. Позднекинematические калиевые граниты и граниты рапакиви пространственно и генетически связаны между собой. Обогащенная калием магма — результат выборочного плавления нижних горизонтов земной коры.
5. Ареал распространения гранитов рапакиви в западной части Русской платформы очерчивается в виде субмеридиональной зоны от Северной Швеции и Финляндии на севере до Западной Украины на юге. Учитывая некоторые общие черты строения этой зоны, высказывается предположение о принципиально едином строении или, по крайней мере, о едином позднем (среднепротерозойском) развитии всей зоны. Формация рапакиви представляется как закономерный результат развития этой подвижной области, условно относимой к свекофенскому типу.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Б. А. К вопросу о южной границе и размерах Выборгского массива гранитов рапакиви. ДАН СССР, т. 118, № 4, 1958.
- Анфилогов В. Н., Глюк Д. С., Труфанова Л. Г. Фазовые отношения в системе «гранит» — HF—H₂O при давлении 1000 атм. Ежегодник Института геохимии, Сиб. отд. АН СССР, Иркутск, 1971.
- Биркис А. П., Кирс Ю. Э., Коппельмаа Х. Я., Кууспалу Т. И., Нийн М. И., Пуура В. А. О гранулитовом комплексе Южной Эстонии и Северной Латвии. Тезисы второго Петрографического совещания по Европейской части СССР. Воронеж, 1972.
- Варданянц Л. А. Докембрий. В. кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР, 1960а.
- Варданянц Л. А. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы масштаба 1 : 5 000 000 (Объяснительная записка). М., 1960б.
- Варданянц Л. А., Тихомиров С. Н. Докембрийский магматизм Русской платформы. В сб.: Петрология и формационное деление докембрия Русской платформы. Киев, Изд. «Наукова думка», 1966.
- Варданянц Л. А., Тихомиров С. Н. Докембрийский магматизм Русской платформы. В сб.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, Изд. «Наукова думка», 1970.
- Вахер Р. М., Кууспалу Т. И., Пуура В. А., Эрисалу Э. К. О геологическом положении сульфидных рудопроявлений в районе Ульясте. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. ИГАН ЭССР, 1964.
- Великославинский Д. А. Петрология Выборгского массива рапакиви. Тр. Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 37, М., 1953.
- Виноградов А. Н. Формация гипабиссальных субплатформенных гранитов Кольского полуострова. В сб.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Материалы регионального петрографического совещания. М., Изд. «Наука», 1971.
- Гинатуллин А. М. К вопросу о фаціальном расчленении магматических пород. Изд. АН Каз. ССР, сер. геол., № 6, 1966.
- Головин И. В. Использование геофизических данных для изучения геологического строения кристаллического фундамента Северо-Запада Русской платформы. Вопросы разв. геофизики, № 5, 1966.
- Головин И. В., Рисс Ю. А. Некоторые черты геологического строения и перспективы рудоносности южного склона Балтийского щита. В сб.: Рудоносность Русской платформы. М., Изд. «Наука», 1965.
- Дедеев В. А. Тектоническая карта докембрийского фундамента Русской плиты. Геотектоника, № 3, 1972.
- Дортман Н. Б., Васильева В. И. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., Изд. «Недра», 1964.
- Дубровский М. И. Диаграмма фазового состояния гранитной системы NaAlSi₃O₈—CaAl₂Si₂O₈—KAlSi₃O₈—SiO₂—H₂O и ее петрологическое значение. ДАН СССР, т. 203, № 2, 1972.
- Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., Изд. «Недра», 1963.
- Зандер В. Н., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н., Суворова Л. В., Дедеев В. А., Кратц К. О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. М., Изд. «Недра», 1967.
- Котлуков В. А., Головин И. В., Зандер В. Н., Пуура В. А., Рисс Ю. А., Тихомиров С. Н. Перспективы изучения склонов Балтийского щита. В сб.: Рудоносность Русской платформы. М., Изд. «Наука», 1965.
- Кууспалу Т. И. Зональный кварц из гранитов рапакиви Эстонии. Изв. АН ЭССР, т. 20. Химия. Геология. № 1, 1971.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ, вып. 78, 1962.

- Печерский Д. М. Статистический анализ причин различной намагниченности гранитоидов Верхояно-Чукотской складчатой области и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1963.
- Платен Г. фон. Экспериментальное исследование анатексиса и генезиса мигматитов. В кн.: Природа метаморфизма. М., Изд. «Мир», 1967.
- Побул Э. А. О строении кристаллического фундамента Эстонии по данным геофизики. Тр. ИГ АН ЭССР, X, 1962.
- Побул Э., Вахер Р., Арвисто Э. Физические свойства пород кристаллического фундамента Эстонии. Изв. АН ЭССР. Химия. Геология, т. XVII, № 4, 1968.
- Полканов А. А. Геология хогландия-ютния Балтийского щита (стратиграфия, тектоника, кинематика и магматизм). Тр. Лаб. геол. докембрия, вып. 6, 1956.
- Полякова Н. В. Использование геофизических данных для определения вещественного состава кристаллического фундамента Русской платформы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 34, 1960.
- Полякова В., Побул Э. О строении кристаллического фундамента южного склона Балтийского щита. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 34, 1960.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). Тр. ИГ Карельского филиала АН СССР, вып. 3. Петрозаводск, 1968.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М.-Л. Изд. «Наука», 1967.
- Тихомиров С. Н. О новых массивах гранитов рапакиви в Прибалтике и Ленинградской области. ДАН СССР, т. 64, № 4, 1965.
- Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование. М., Изд. «Наука», 1968.
- Эскола П. Геологические и геохимические особенности кристаллического фундамента Финляндии. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. Изд. АН СССР, 1961.
- Bergman L. Två anorogena graniters inverkan på omgivningens tektonik. Geologi, nr. 1. 1971.
- Eckermann H. The Jotnian formation and the Sub-Jotnian unconformity. Geol. För. i Stockholm Förh., 59, 1. 1937.
- Eskola P. On rapakivi rocks from the bottom of the Gulf of Bothnia. Fennia, 50, Nr. 27. 1928.
- Eskola P. Postmagmatic potash metasomatism of granite. Bull. Comm. Geol. Finl., nr. 172. 1956.
- Eskola P. The Precambrian of Finland. The Precambrian, vol. 1. Interscience Publishers, New-York—London—Sydney.. 1963.
- Hackman V. Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen Amerikanischen Systemes. Bull. Comm. Geol. Finl., n 15. 1905.
- Kouvo O. Radioactive age of some Finnish Pre-Cambrian minerals. Bull. Comm. Geol. Finl., 182. 1958.
- Kranck E. H. A stereogram of Suursaari (Hogland). Fennia 50, n 18, 1928.
- Lauren L. An interpretation of the negative gravity anomalies associated with the Rapakivi granites and the Jotnian sandstone in Southern Finland. Geol. För. i Stockholm Förh., vol. 92, n 540, 1970.
- Lokka L. Neuere chemische Analysen von finnischen Gesteinen. Bull. Comm. Geol. Finl., n 105, 1934.
- Lundqvist T. Precambrian geology of the Los-Hamra Region, Central Sweden. Sver. geol. undersökn., Ba, n 23, 1968.
- Maasik V. Kirde-Eesti aluskorra ja aluspõhja struktuuride detailne uurimine gravimeetrilise meetodiga. ENSV TA Toimetised X, füüsika-matemaatika teaduste sari, nr. 4, 1961.

- Ramsay W. Kertomus karttalehtin N 19 ja 20. Suursaari ja Tytärsaari. Helsinki, 1892.
- Rüger L. Paläogeographische Untersuchungen im baltischen Cambrium unter Berücksichtigung Schwedens. Ein Beitrag zur Paläogeographie des Baltischen Schildes und Fennoskandias. Centralbl. f. Mineral. u. Paläontol., Abt. B, n 4—5, 1923.
- Sahama Th. G. On the chemistry of the East Fennoscandian Rapakivi granites. Bull. Comm. Geol. Finl., n 136, 1945.
- Savolahti A. The Rapakivi Problem and the Rules of Idiomorphism in Minerals. Bull. Comm. Geol. Finl., n 204, 1962.
- Sederholm J. J. On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. I. The Pelling region. Bull. Comm. Geol. Finl., n 58, 1923.
- Sederholm J. J. On migmatites and associated pre-Cambrian rocks of Southwestern Finland. II. The region around Bårosundsjård W of Helsingfors and neighbouring areas. Bull. Comm. Geol. Finl., n 77, 1926.
- Sederholm J. J. Pre-Quaternary rocks of Finland. Explanatory notes to accompany a general geological map of Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., n 91, 1930.
- Sederholm J. J. On the geology of Fennoscandia with special reference to the pre-Cambrian. Explanatory notes to accompany a general geological map of Fennoscandia. Bull. Comm. Geol. Finl., n 98, 1932.
- Simonen A. On the petrochemistry of the infracrustal rocks in the Svecofennic territory of Southwestern Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., n 141, 1948.
- Simonen A., Vormaa A. Amphibole and biotite from rapakivi. Bull. Comm. Geol. Finl., n 238, 1969.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 1958.
- Veltheim V. On the pre-Quaternary geology of the bottom of the Bothnian Sea. Bull. Comm. Geol. Finl., n 200, 1962.
- Vormaa A. Alkali feldspars of the Wiborg rapakivi massif in Southeastern Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., n 246, 1971.
- Wahl W. A composite lava flow from Lounatkorkia, Hogland. Bull. Comm. Geol. Finl., n 140, 1947.
- Wahl W. The hypersthene granites and unakites of Central Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., n 212, 1964.
- Wyllie P. J., Tuttle O. F. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of NH_3 and HF in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite. Amer. J. Sci., 259, n 2, 1961

EESTI ALUSKORRA RABAKIVIGRANIIDID

T. Kuuspalu

Resümee

Sügavpuurimisega on Eesti aluskorras käesolevaks ajaks kindlaks tehtud 5 rabakivigraniitide massiivi: Riia, Naissaare, Märjamaa, Neeme ja Ereda. Rabakivigraniidid on esindatud graniitporfüüridega (Riia massiivi põhjaosa), trahhütoidsete (Naissaare massiiv) ja porfüüritaoliste graniitidega (Naissaare, Märjamaa, Neeme ja Ereda massiiv) ning assotsieeruvate soonkivimitega — apliidide ja unakiitsete mikrosüeniitidega. Rabakivi struktuur

(plagioklassi ääristega kaaliumpäevakivi ovoidid) esineb harva (Riia, osalt Märjamaa massiivis). Kuuluvus rabakivi formatsiooni on määratletav teiste struktuur-tekstuursete tunnuste, aga samuti mineraloogilise ja keemilise koostise, aktsessoorse mineralisatsiooni, üldise geoloogilise asendi ja radioloogiliste andmete alusel. Petrograafilistest tüüpidest lähtudes korreleeritakse Eesti aluskorra rabakivigraniite järgmiste Balti kilbi kivimitega: Riia massiivi graniitporfüüre — Botnia lahe granofüüride ja mõnede Ahvenamaa massiivi erimitega, Märjamaa, Neeme ja Ereda graniite — Lõuna-Soome väikeste massiivide Bodomi, Onase, Obbnase jt. kivimitega. Töös käsitletakse Eesti aluskorra rabakivigraniitide leviku, geofüüsikalise prognoosimise, petrograafia, petrokeemia, formatsioonilise kuuluvuse ja petroloogia küsimusi.

Rabakivigraniitide massiivide lokaliseerumine kõigis Eesti aluskorra peamistes struktuur-fatsiaalsetes vööndites näitab, et aluskorra kurdstruktuurid on vanemad kui 1650 milj. a. ja ühtlasi kinnitab arvamust, et aluskord on svekofenniidide tüüpi ehitusega.

Rabakivi formatsiooni graniidid on tüüpilised magmalised kivimid, mis on moodustunud tektooniliselt rahulikus olukorras ja suhteliselt maapinnalähedastes tingimustes. Kaaliumirikas lähtemagma kujunes arvatavasti maakoore sügavamate kihtide osalisel ülessulamisel.

Rabakivigraniitide levikuala Vene platvormi lääneosas kujutab endast ulatuslikku submeridionaalset vööndit alates Põhja-Rootsist ja Põhja-Soomest põhjas kuni Lääne-Ukrainani lõunas. Arvestades vööndi mõningaid ühiseid jooni (metamorfismi iseloom, ulatuslik rabakivieelsete hiliskinemaatiliste kaaliumgraniitide levik, geofüüsikaliste väljade iseloom), oletatakse, et vöönd on kas ühtse ehitusega või vähemalt ühtse hilise (keskproterosoilise) arengulooga. Rabakivi formatsioon on kujuteldav kui selle liikuva (tinglikult svekofenniidide tüüpi) ala arengu seaduspärane tulemus.

RAPAKIVI GRANITES OF THE CRYSTALLINE BASEMENT OF ESTONIA

T. Kuuspalu

Summary

During the last ten years five massifs of Rapakivi granites have been discovered by means of deep-boring in the crystalline basement of Estonia. They are the Riga, Naissaar, Märjamaa, Neeme and Ereda massifs. The granites are represented by graniteporphyries-granophyres (the northern part of the Riga massif), trachytoid and porphyritic granites (the Naissaar, Märjamaa, Neeme and Ereda massifs) and associated vein rocks — aplites

and unakitic microsyenites. The Rapakivi texture (ovoids with plagioclase shells) occurs rarely, mainly in the rocks of Riga and partly in the Märjamaa massif.

The belongingness of the granites to the Rapakivi formation is determined on the basis of their textural-structural characteristics, mineralogical and chemical composition, accessory mineralisation, geological position and radiological data.

Petrographically the Rapakivi granites of the Riga massif can be correlated with the granophyres of the Bothnian Gulf and with some varieties of the Åland massif; the rocks of the Märjamaa, Neeme and Ereda massif — with the granites of the small massifs in South Finland, such as Bodom, Onas, Obbnas, etc.

The investigation also deals with petrography, location, petrochemistry, geophysical prognosis, formational belongingness and petrological aspects of the Rapakivi granites in the crystalline basement of Estonia.

Conclusions:

1. The location of the Rapakivi granite massifs in all main structural zones of the crystalline basement indicates that the fold-structures of the basement are older than 1650 m. years. It confirms the supposition that the basement has a tectonic pattern of Svecofennides.

2. The granites of the Rapakivi formation are typical magmatic ones, having crystallized in tectonically peaceful environment and near the surface of the earth. The late-kinematic potash granites and the Rapakivi granites are connected both in the space and genetically. The potash-rich parent magma as suggested was formed by partial melting of the lower horizons of the earth crust.

3. The Rapakivi granites of the western part of the Russian platform occur in the submeridional zone extending from North Sweden and North Finland in the north to the West Ukraine in the south. Certain common features of this zone (metamorphic character, frequent occurring of latekinematic potash granites, geophysical data) suggest the same late-stage (middleproterozoic) history of the whole area. The Rapakivi formation appears as a characteristic product of the evolution of this mobile zone (of Svecofennidic type?).

К МИНЕРАЛОГИИ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ВАЛУНАХ ИЗ КАРЬЕРА ЛАЭВА

Т. Кууспалу, В. Ванамб

Хотя полиметаллическая минерализация в эрратических валунах гравийного карьера Лаэва известна давно, она до сих пор слабо изучена. Объясняется это в основном, по-видимому, убогостью и мелкими размерами зерен сульфидной вкрапленности. В работах, касающихся минерализации, указывается, что рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом и халькопиритом, а также вторичным малахитом (Piggus, 1962; Viiding, 1969). Отмечается еще, что халькопирит каймой окружает сфалерит, что может быть связано с распадом твердого раствора (Viiding, 1969). Больше внимание уделялось геологическому значению самого факта минерализации. Локализация рудных минералов в валунах доломитов наровского горизонта среднего девона, наряду с другими признаками, позволил В. Пууру высказать предположение, что вся полиметаллическая минерализация Эстонии является послесреднедевонской.

В 1971—72 гг. карьер Лаэва посещался сотрудниками кафедры геологии ТГУ. Была собрана коллекция оруденелых среднедевонских пород, которые впоследствии изучались под бинокулярным микроскопом, иммерсионным методом, в шлифах и рентгеноструктурным анализом. В результате выяснены некоторые новые черты минералогии полиметаллической минерализации Лаэва. Минерализация оказалась весьма разнообразной; список рудных и сопутствующих нерудных минералов превышает 15. Впервые для пород Эстонии установлены борнит, халькозин, ковеллин, азурит, смитсонит и коллоидальный куприт (?). Кроме того, рентгеновским методом подтверждено наличие таких относительно редких для Эстонии минералов, как халькопирит, малахит, барит, церуссит, гетит. Из более обычных минералов встречаются галенит, сфалерит, пирит, марказит, кальцит, доломит, гидротетит (лимонит). Несколько уточнены генетические и возрастные взаимоотношения отдельных минералов.

Описываемые минералы генетически подразделяются на первичные — гидротермальные и вторичные — гипергенные.

Характеристика гидротермальной минерализации

Карьер Лаэва расположен в гряде конечной морены восточно-северо-восточного простирания у пос. Лаэва, в 25 км севернее г. Тарту. Гряда слагается преимущественно из плохо отсортированных отложений от гравия до валунника. С минералогической точки зрения больший интерес представляют валуны, которые меньше подвержены гипергенному разложению. Минерализованные разности их легко распознаются по примазкам зеленого малахита.

Подавляющее большинство минерализованных валунов слагается из весьма однотипных коричнево-серых доломитов наровского горизонта¹. Доломит — тонкокристаллический, массивный, реже тонкослоистый, иногда с редкими красными пятнами гидрокислов железа.

Значительно реже — в двух валунах из 50-и — минерализация встречена в силурийских доломитах. Один из них (обр. 18-3) сложен из светлосерого среднекристаллического кавернозного доломита адавереского горизонта. Минерализация в нем очень бедная и представлена хорошо образованными мелкими кристаллами халькопирита, марказита и пирита. Порода второго образца (обр. 50) — фиолетово-бело-пятнистый тонкокристаллический массивный доломит, содержащий редкие мелкие обломки кремневых стяжений, — предположительно райкюлаского горизонта. Минерализация в последнем образце тождественна с минерализацией среднедевонского доломита.

Последнее обстоятельство имеет существенное значение, ибо оно указывает, что по крайней мере на участке Лаэва медная минерализация охватывает, кроме девонских, еще и силурийские породы.

В минералогическом аспекте в целях установления последовательности минералообразования представляет интерес еще один тип породы наровского горизонта, залегающий по данным скв. 18 несколько выше минерализованных коричнево-серых доломитов. Это — красный или красно-серо-пестрый доломит, содержащий изобильные секрции кальцита, с которыми иногда ассоциирует гетит.

Полиметаллическую минерализацию, по имеющимся данным и в соответствии с ранее высказанными мнениями, следует интерпретировать как низкотемпературную гидротермальную. Рудные и сопутствующие нерудные минералы встречаются преимущест-

¹ В настоящее время участок Лаэва является объектом исследований Поискового отряда УГ СМ ЭССР. С любезного разрешения Б. Судова и Л. Байгозиной авторам представилась возможность ознакомиться с керном скв. 18, расположенной в пос. Лаэва, неподалеку от карьера. В этой скважине подобные доломиты залегают в нижней части среднедевонского разреза, где они переслаиваются с темно-серыми домеритами.

венно в качестве выполнений трещин, которые могут быть и по-слойными и секущими. Рудные жилки, как правило, не сплошные: кристаллы или агрегаты рудных минералов встречаются в виде отдельных пятен. Друз рудных минералов, росших в свободном пространстве, почти не наблюдается. В соответствии с этим форма рудных минералов ксеноморфная и уплощенная по поверхности трещин.

Рудные минералы сопровождаются жильным доломитом и кальцитом. Доломит образует прозрачные ромбоэдри диаметром в 0,5—1,0 мм, которые устилают стенки трещин и каверн. Он контрастно отличается от более раннего породообразующего доломита размером зерна и чистотой. Кальцит — белый или прозрачный — составляет осевые части доломитовых жилок или заполняет каверны. В ряде случаев устанавливается его более позднее развитие по сравнению с доломитом: он нарастает на ромбоэдри доломита. В неполностью заполненных кавернах кальцит встречается в виде скаленоэдрических кристаллов, призматических ромбоэдри. Очень редко отмечается кальцит призматического габитуса, в комбинации с ромбоэдром. Кроме того, из сопровождающих полиметаллическую минерализацию минералов в образце райкюлаского доломита встречен барит. Он образует мелкие (диаметром в 0,5—1,0 мм) водянопрозрачные хорошо выраженные кристаллы, таблитчатые по (001). Кристаллы встречаются на стенках каверн совместно с прозрачным ромбоэдрическим доломитом.

Главными рудными минералами являются галенит и сфалерит, присутствующие примерно в одинаковых количествах. Они образуют неправильно-округлые выделения диаметром в 0,5—1,0 см. Выделения моно- или поликристаллические. Угаленита наблюдаются иногда своеобразные звездообразно разветвляющиеся агрегаты. Сфалерит бурый, нередко сдвойникованный.

Особенность Лаэваской минерализации состоит в наличии минералов меди: халькопирита, борнита, халькозина и ковеллина. Последний имеет гипергенное происхождение; остальные минералы по всем признакам гидротермальные.

Халькопирит, борнит и халькозин встречаются в различных формах. Относительно редко они образуют самостоятельные выделения неправильной формы диаметром до 5 мм и больше, которые зажаты между ромбоэдрами доломита или включены в кальцитовые агрегаты каверн. Значительно чаще они наблюдаются совместно, в реакционных взаимоотношениях, и, что особенно характерно — каймой (оболочкой) обрастают выделения сфалерита, реже — галенита. Каймы имеют изменчивую толщину и сложное строение. Галенит и сфалерит могут быть окружены всеми тремя минералами меди в отдельности. Если же кайма слагается несколькими минералами, то (как и в

случае самостоятельных выделений минералов меди) порядок наложения минералов всегда одинаков и выражается следующим рядом: халькозин, борнит, халькопирит. Наиболее полно развитые каймы слагаются из слоев всех трех минералов меди именно в этой последовательности от центра к периферии (рис. 1). Пред-

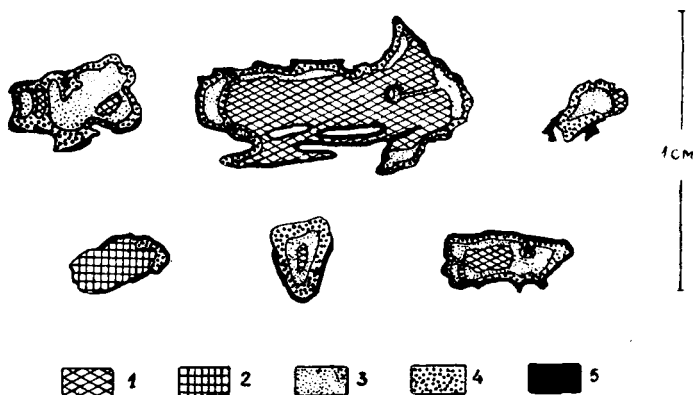


Рис. 1. Примеры взаимоотношений сульфидов.
1 — сфалерит, 2 — галенит, 3 — халькозин, 4 — борнит, 5 — халькопирит.

ставляется, что указанный порядок прямо соответствует выделению сульфидов меди. Во всяком случае, халькопирит кристаллизовался одним из последних. Об этом свидетельствуют, кроме отмеченных особенностей, прожилки халькопирита в халькозине и нахождение халькопирита вместе с пиритом и марказитом в виде мелких хорошо образованных тетраэдрических кристаллов на ромбоэдрах доломита в доломите адавереского горизонта. Борнит, по-видимому, в большей своей части является реакционным минералом, обладающим промежуточным составом между халькозином и халькопиритом.

Описанные взаимоотношения минералов трудно объяснить распадом изоморфной смеси. Подчеркиваем, что каймы наблюдаются как вокруг сфалерита, так и вокруг галенита; они имеют изменчивую мощность и могут отсутствовать вообще. Неприложим также механизм гипергенного (вторичного) сульфидного обогащения, ибо в ходе этого процесса создается обратная зональность. Наиболее вероятно, что мы имеем дело с гидротермальным замещением сфалерита и галенита минералами меди. Последовательность наложения минералов, возможно, регулировалась химизмом растворов, в том числе содержанием железа и парциальным давлением серы. Ведь среди последних гидротер-

мальных образований наблюдаются сульфиды железа — марказит и пирит (табл. 1). Гидротермальное замещение сфалерита и галенита халькозином и халькозина борнитом и халькопиритом, согласно П. Рамдору, (1962) — распространенное явление, названное П. Рамдором процессом «обратного обогащения».

Таблица 1

Последовательность гидротермального минералообразования в силурийских и девонских доломитах карьера Лаэва

Минералы	Относительное время выделения
галенит	_____
сфалерит	_____
доломит	_____
кальцит	_____
халькозин	_____
борнит	_____
халькопирит	_____
барит	_____ ?
марказит	_____ ?
пирит	_____
гетит	_____

По внешним признакам минералы меди типичны и в относительно крупных выделениях узнаваемы невооруженным глазом. Халькозин имеет свинцово-серую окраску, иногда с синеватым оттенком; борнит в свежем изломе медно-красный, обычно же покрыт фиолетовой побелкой. Минералы подтверждены рентгенографическим анализом (табл. 2). Следует отметить, что халькозин дает несколько различные порошкограммы, что вообще характерно для этого минерала. Свинцово-серый халькозин имеет характеристику (табл. 2), совпадающую с характеристикой ромбического β -халькозина из Бристолья (Филимонова, 1960). Синеватый же халькозин дает переменные характеристики, приближающиеся к халькозину из Корнуэлла (Филимонова, 1960) и неодигениту П. Рамдора (1962).

Из наиболее поздних гидротермальных минералов встречаются марказит, пирит и гетит. Марказит установлен рентгеновски в одной пробе в ассоциации с пиритом и идиоморфным халькопиритом. Пирит наблюдается относительно редко и в небольшом количестве; он ассоциирует преимущественно с поздним кальцитом, образуя мелкие друзы нечетко выраженных кубоок-

таэдров. Гетит слагает мелкие (0,5—1,0 мм) черные или темно-бурые сферические агрегаты с радиальнолучистым строением. Агрегаты размещаются на скаленоэдрах кальцита, которые в месте крепления агрегатов заметно растворены. Отсутствие следов гипергенного изменения, а также резкий контраст с явно гипергенным гидрогетитом, который имеет коллоидальное строение, приводят к выводу, что гетит образовался в заключительную стадию гидротермального процесса.

Суммируя наблюдения над взаимоотношениями минералов, можно выделить две главные стадии гидротермальной минерализации: ранняя — галенит-сфалеритовая и поздняя — медная (табл. 1). Перерыва между ними, по-видимому, не существовало. Наоборот, имеются факты, показывающие, что они частично перекрывали друг друга. Так, во-первых, некоторые выделения сульфидов меди окаймлены тонкозернистым агрегатом галенита. Во-вторых, иногда кристаллы сфалерита в своей краевой части содержат включения сплошного халькопирита.

Заканчивается гидротермальный процесс образованием сульфидов железа и гетита.

Гипергенные минералы

За счет первичных сульфидов в гипергенной стадии возникли гидрогетит, смитсонит, церуссит, ковеллин, малахит, азурит и коллоидальный куприт (?).

Гидрогетит — коллоидальный; слагает землистые массы желто-бурого и бурого цвета. Развивается по пириту и халькопириту.

Смитсонит встречается в пустотах выщелачивания диаметром до 1—1,5 см. Он образует мелкие (0,2—0,4 мм) продолговатые кристаллы зеленоватого цвета, на которых иногда узнаются шероховатые грани тригонального скаленоэдра и ромбоэдра. Кристаллы растут на остатках сфалерита или, чаще, на ромбоэдрах доломита и ассоциируют с полурастворенным игольчатым или листоватым кальцитом, малахитом и лимонитом.

Церуссит — продукт разложения галенита — наблюдается в виде желтоватых или зеленоватых порошковых агрегатов, заполняющих небольшие гнезда. Установлен рентгеновски.

Ковеллин встречается в микроколичествах в виде синевато-черных сажистых масс. Преимущественно развивается по сфалериту, вдоль трещин спайности, и в таком случае обладает ярко-синей окраской. Образуется под воздействием растворов, возникающих при разложении халькопирита, борнита, халькозина и частично, по-видимому, замещает также названные минералы.

Малахит встречается в различных формах: 1) в виде тонких пластин, по спайности замещающих кальцит; 2) в виде ярко-

Данные порошкограмм некоторых

халькопирит		халькозин		ковеллин		борнит	
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I
3,33β	8	2,387	8	3,04	9	3,66	1
3,17*	1	2,150	2	2,804	8	3,35	2
3,04	10	2,060	4	2,701	8	3,16	3
2,880*	4	1,958	9	2,314	2	3,04	2
2,631	3	1,867	10	2,096	4	2,830	4
2,429*	2	1,693	3	1,902	10	2,738	7
2,194	3	1,643	2	1,810	2	2,518	8
2,050*	8	1,543	1	1,738	7	2,130	7
1,854	10 ₁₁₁	1,276	2	1,556	5	1,938	10
1,803*	1	1,072	2	1,361	1	1,902	1
1,755*	4			1,277	1	1,836	1
1,732*	1			1,213	2	1,738	2
1,597	9			1,097	3	1,653	3
1,577*	7			1,062	2	1,423	1
1,520	2					1,373	3
1,462*	2					1,176	2
1,329	7					1,119	6
1,308	3						
1,274*	1						
1,250*	4						
1,207	8						
1,190*	1						
1,128*	1						
1,080	9						
1,072	5						
1,020*	3						
1,015*	2						
1,008	2						

* примесь

Условия съемки:

РКД — 57,4 мм; БСВ — 4; Fe — излучение; 4 мА, 25 кУ; d=0,4 мм.

редких для пород Эстонии минералов

смитсонит		церуссит		малахит		азурит	
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I
3,92	4	5,17	2	5,87	2	5,22	9
3,54	8	4,54	2	4,90	4	3,71	7
3,35	2	4,05	4	4,06	2	3,55	10
3,09	8	3,68	10	3,62	8	3,05	3
2,753	10	3,55	2	3,31*	6	2,923	8
2,564	2	2,791	1	3,15 ¹	4	2,800	2
2,327	7	2,628	2	3,07 ²	5	2,539	10
2,271	2	2,540	8	3,01β	9	2,421	1
2,141	2	2,323	2	2,846	10	2,351	1
2,101	6	2,306	3	2,500	7	2,297	7
1,943	7	2,146	3	2,405*	4	2,239	5
1,881	6	2,102	8	2,266	5	2,203	1
1,778	7	2,040	2	2,178	5	2,109	2
1,710	9	1,988	2	2,098	4	2,024	3
1,648	2	1,945	8	2,063	4	1,952	7
1,591	1	1,867	7	1,967	3	1,916	1
1,556	3	1,835	2	1,903 ¹	9	1,836	4
1,523	2	1,759	2	1,859 ²	2	1,794	5
1,493	8	1,695	1	1,783*	6	1,600	5
1,414	8	1,645	4	1,668	4	1,570	1
1,380	3	1,596	3	1,626	6	1,519	5
1,347	7	1,567	2	1,591 ²	2	1,481	3
1,312	2	1,543	2	1,559	2	1,434	4
1,259	7	1,510	3	1,539*	2	1,392	3
1,211	3	1,482	3	1,507	1	1,383	2
1,188	9	1,456	2	1,469	4	1,360	2
1,168	3	1,423	1	1,418	3	1,294	6
1,108	8	1,338	2	1,384	3	1,257	1
1,074	9	1,312	3	1,370*	3	1,240	2
1,057	4	1,291	1	1,358*	1	1,206	2
		1,247	2	1,293*	2	1,176	1
		1,230	1	1,274	2	1,155	1
		1,198	1	1,239*	3	1,112	2
		1,152	1	1,163	2		
		1,090	1	1,151	3		
		1,064	3	1,103 ¹			
		1,042	2	1,048 ¹			

* примесь

¹ сфалерит² халькопирит

или нежно-зеленых агрегатов с радиальнолучистым сложением; 3) в виде волосовидных форм и 4) в виде тонких корок и примазок на поверхности валунов.

Азурит образует плотные ярко-синие корки на внешней поверхности минерализованных валунов, следующие вдоль тонких трещин в породе.

Коллоидальным купритом (?) условно считаются темно-красные со смолистым блеском массы, образующиеся при разложении халькопирита и других минералов меди. Эти агрегаты растворяются в HCl и дают реакцию на медь. Как и гидротетит, рентгеновски неопределимы.

Заклучение

Проведенное изучение минерализованных валунов свидетельствует о сложности процесса гидротермального минералообразования в силурийских и девонских породах окрестностей Лаэва. Многие минералогические аспекты этого процесса еще требуют исследования. Особый интерес представляют вопросы масштабов вертикального и горизонтального распространения соединений меди и сравнительный анализ полиметаллических минерализаций в коренных породах участков Лаэва и Выхма.

ЛИТЕРАТУРА

Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., Изд. ИЛ, 1962.
Филимонова А. А. Минералы. Справочник I. М., Изд. АН СССР, 1960.
Pirrus, E. Ühest omapärasest kalkopüriidi leiust Eestis. Eesti Loodus, 2, 1962.
Viiding, H. Mineraalid Eestis. Eesti Loodus, 3, 4, 5, 1969.

POLÜMETALLILISE MINERALISATSIOONI MINERALOOGIAST LAEVA KARJÄÄRI RÄNDKIVIDES

T. Kuuspalu, V. Vanamb

Resümee

Uuriti Laeva karjääri mineraliseerunud dolomiitseid rändkive, mis on pärit peamiselt kesk-devoni narvajõe lademest, osalt aga ka siluri kihtidest. Polümetalliline mineralisatsioon on seotud lõhedega. Kontsentratsioonilt vaene, on ta mitmekesine mineraalide liigiliselt koostiselt ning tähelepanuvääriv vase mineraalide esinemise poolest. Põhiliste maakmineraalidena esinevad galeeniit, sfaleriit, borniit ja kalkopüriit, saatjate soonmineraalidena — dolomiit ja kaltsiit ning, erandina, barüüt. Mineralisatsiooni interpreteeritakse kui madalatemperatuurilist hüdrotermaalset. Mineraalide suhete alusel eristatakse hüdrotermaalses protsessis

kahte mineralisatsiooni põhistaadiumi: varasemat galeniit-sfaleriitset ja hilisemat vaseminalisatsiooni; mineralisatsiooni lõppfaasis kujuneb vähesel määral raudsulfiide ja götiit. Esmastest sulfiididest hüpergeneesil on kujunenud hüdrogötiit, tserrussiit, smitsoniit, kovelliin, malahhiit, asuriit ja kolloidne kupriit (?). Kirjeldatud mineraalidest on 6 määratud Eesti kivimites esmakordselt.

ON THE MINERALOGY OF POLYMETALLIC MINERALIZATION IN GLACIAL BOULDERS FROM LAEVA QUARRY

T. Kuuspalu, V. Vanamb

Summary

A mineralogical study of mineralized glacial boulders from Laeva quarry (Central Estonia) was carried out. The boulders are mainly represented by Middle-Devonian dolomites. The polymetallic mineralization is poor but relatively diverse in mineral species. The main ore minerals are galenite, sphalerite, chalcocite, bornite and chalcopyrite; marcasite and pyrite also occur in minor amounts. Genetically the mineralization is believed to be low-temperature hydrothermal. The process of minerogenesis is conventionally divided into two stages: the early stage of galenite-sphalerite mineralization and the late stage of copper mineralization with iron sulphides. The hypogene minerals are represented by hydrogoethite, cerrusite, smithsonite, covellite, malachite, azurite and colloidal cuprite (?). Chalcocite, bornite, covellite, azurite, smithsonite and cuprite (?) were established for the first time in the rocks of Estonia.

ОГЛАВЛЕНИЕ

A. Рымусокс, А. Лоог, Э. Кивимяги. О геологии и фауне юльгазеской пачки (нижний тремадок Северной Эстонии)	3
A. Rõõmusoks, A. Loog, E. Kivimägi. Ülgase kihistiku (Põhja-Eesti alamtremadok) geoloogiast ja faunast. Resümees	13
A. Rõõmusoks, A. Loog, E. Kivimägi. On the geology and fauna of Ülgase member (Lower Tremadoc of North Estonia). Summary	13
A. Ораспыльд. Литологическая характеристика пиргуского горизонта в Южной Эстонии	14
A. Oraspõld. Pirgu lademe litoloogiline iseloomustus Lõuna-Eestis. Resümees	31
A. Oraspõld. Lithological character of the Pirgu Stage in South-Estonia. Summary	32
A. Ораспыльд. Литология поркунского горизонта в Эстонии	33
A. Oraspõld. Porkuni lademe litoloogia Eestis. Resümees	72
A. Oraspõld. Lithology of Porkuni Stage in Estonia. Summary	74
Г. Кууспалу. Граниты рапакиви кристаллического фундамента Эстонии	76
Г. Кууспалу. Eesti aluskorra rabakivigraniidid. Resümees	139
Г. Кууспалу. Rapakivi granites of the crystalline basement of Estonia. Summary	140
Г. Кууспалу В. Ванамб. К минералогии полиметаллической минерализации в валунах из карьера Лаэва	142
Г. Кууспалу. V. Vanamb. Polümetallilise mineralisatsiooni mineraloogiast Laeva karjääri rändkivides. Resümees	150
Г. Кууспалу. V. Vanamb. On the mineralogy of polymetallic mineralization in glacial boulders from Laeva quarry. Summary	151

УЧЕННЫЕ ЗАПИСКИ ТАРТУСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

ТРУДЫ ПО ГЕОЛОГИИ

I. (Уч. зап. ТГУ № 75). А. Рыымусокс. Академик Ф. Б. Шмидт — основатель геологии Эстонии. — А. Рыымусокс. *Strophomenoidea* ордовика и силура Эстонии I. Род *Sowerbyella* Jones. — А. Ораспыльд. Некоторые представители надсемейства *Orthacea* из верхнего ордовика Эстонии. — Р. Мянниль. Новые представители рода *Horlocrinus* из среднего ордовика Эстонии. — Х. Тедер. О термолюминесценции карбонатных пород верхнего ордовика Эстонии. — Э. Лыокене. Геоморфология северной части Сакалской возвышенности. — К. Каяк. Геология долины реки Вяйке-Эмайги.

II. (Уч. зап. ТГУ № 153). А. Рыымусокс. Некоторые брахиоподы из ордовика Эстонии. — А. Ораспыльд. О некоторых текстурах карбонатных пород харьюской серии (верхний ордовик) в Эстонии.

III. (Уч. зап. ТГУ № 168). Х. Вийдинг. Некоторые методические вопросы литолого-минералогического анализа песчано-алевритовых пород Прибалтики. — Э. Лауенкрапча. К вопросу о методике исследования терригенной части каменноугольных отложений в пределах северо-западной части Польско-Литовской впадины. — В. Василюскас. К вопросу выявления минералогического состава швентойской и тартуской свит девона Литвы. — Ю. Паап. Колебания литолого-минералогического состава песчаников девона Эстонии на фоне косослонистой текстуры. — А. Тамме. О некоторых диа- и эпигенетических явлениях в среднедевонских отложениях Эстонии. — А. Раукас. Опыт применения минералогического анализа при исследовании четвертичных отложений Эстонии. — В. Рясина-Каждан. Зависимость минералогического состава и закономерности его распределения от гранулометрии и фациального типа современных аллювиальных отложений (на примере р. Волги). — Резолюция первого семинара минералогов Прибалтики.

IV. (Уч. зап. ТГУ № 213). Е. Лёокене. *Alliklubja levik ja iseloom Haanja kõrgustikul*. — Е. Лёокене. *Allikasetete levik ja iseloom Otepää kõrgustikul*.

V. (Уч. зап. ТГУ № 221). К. Утсал. О рентгенографическом исследовании глинистых минералов среднедевонских отложений Эстонии. — К. Утсал. Исследование минерального состава поверхностей скольжения глинистых пород среднего девона Эстонской ССР с помощью дифрактометрического анализа. — К. Утсал. Исследование микрослоистости глинистых пород дифрактометрическим методом. — К. Утсал. Переоборудование стандартной рентгеновской камеры РКД-57,3 мм для изучения глинистых минералов. — А. Лоог. О литологии песчано-алевритовой толщи пакерортского горизонта на полосе выхода.

VI. (Уч. зап. ТГУ № 286). К. Утсал. О технике и методике исследования глинистых минералов рентгеновскими методами. — Т. Кууспалу. В. Ванамб, К. Утсал. О минералогии коры выветривания кристаллического фундамента Эстонии. — Э. Лыокене, К. Утсал. О минеральном составе и возрасте голоценовых пресноводных карбонатных пород в Южной Эстонии.

УДК 551.733.1.(474.2)

О геологии и фауне юльгазеской пачки (нижний тремадок Северной Эстонии). А. Рымусокс, А. Лоог, Э. Кивимяги. «Ученые записки Тартуского гос. университета», 1975, вып. 359, стр. 3.

Дается распространение и литологическая характеристика юльгазеской пачки в Северной Эстонии. Уточнен состав фауны пачки. Все известные в пачке виды беззамковых брахиопод являются новыми. Судя по родам беззамковых брахиопод, пачка относится к тремадокскому ярусу.

Рис. 1. Библ. 15 назв.

УДК 552.54:551.733.1(474.2)

Литологическая характеристика пиргуского горизонта в Южной Эстонии. А. Ораспыльд. «Ученые записки Тартуского гос. университета», 1975, вып. 359, стр. 14.

Рассматриваются границы и мощность пиргуского горизонта в Южной Эстонии, его подразделения и основные типы карбонатных пород, составляющие горизонт.

Рис. 7; фототабл. 4; библ. 13 назв.

УДК 552.54:551.733.1(474.2)

Литология поркуниского горизонта в Эстонии. А. Ораспыльд. «Ученые записки Тартуского гос. университета», 1975, вып. 359, стр. 33.

Рассматриваются некоторые проблемы стратиграфии поркуниского горизонта, характеризуются более детально вещественный состав, структура и текстура карбонатных пород разных пачек и дается обзор об условиях осадконакопления и развития бассейна в Эстонии в поркуниское время.

Рис. 17; фототабл. 13; библ. 25 назв.

Граниты рапакиви кристаллического фундамента Эстонии. [Г. Кууспалу.]
«Ученые записки Тартуского гос. университета», 1975, вып. 359, стр. 76.

Глубоким бурением в кристаллическом фундаменте Эстонии установлено 5 массивов гранитов рапакиви. Граниты представлены гранит-порфирами (Рижский массив), трахитоидными (Найссаарский массив) и порфиroidными гранитами (Найссаарский, Мярьямааский, Неэмеский, Эредаский массивы), и их жильными производными — аплитами и унакитовыми микросиенитами. Структура рапакиви в узком смысле встречается редко (Рижский массив). К формации рапакиви породы отнесены на основе комплекса признаков. В работе рассматриваются вопросы распространения, геофизического прогнозирования, петрографии, петрохимии, формационной принадлежности и петрологии гранитов рапакиви Эстонии. Граниты рапакиви — магматические породы, сформировавшиеся в тектонически спокойной обстановке и в близповерхностных условиях. Исходная магма образовалась в результате выборочного плавления нижних горизонтов земной коры. Высказывается предположение о принципиально едином (свекофенском?) типе строения протяженной субмеридиональной зоны в западной части Русской платформы, к которой приурочены массивы гранитов рапакиви.

УДК 553.065.3:549(474.2)

К минералогии полиметаллической минерализации в валунах из карьера Лаэва. [Г. Кууспалу,] В. Ванамб. «Ученые записки Тартуского гос. университета», 1975, вып. 359, стр. 142.

В статье касаются некоторых аспектов минералогии полиметаллической минерализации участка Лаэва (Центральная Эстония). Минерализация бедная, но весьма разнообразная по минеральным видам и представлена преимущественно галенитом, сфалеритом, халькопиритом, халькозином и борнитом. Генетически она рассматривается как низкотемпературная гидротермальная. В процессе минералообразования выделяются две главные стадии: ранняя галенит-сфалеритовая и поздняя минералов меди. Гипергенные минералы представлены гидрогетитом, церусситом, смитсонитом, ковеллином, малахитом, азуритом и коллоидальным купритом. Из описанных минералов 6 впервые установлены для горных пород Эстонии.

Ученые записки Тартуского государственного университета
Вып. 359

ТРУДЫ ПО ГЕОЛОГИИ

VII

На русском языке

Резюме на эстонском и английском языках

Тартуский государственный университет
ЭССР, г. Тарту, ул. Юликооли, 18.

Ответственный редактор Ю. Кирс

Корректоры И. Пауска, Л. Уба

Сдано в набор 2 VIII 1974. Подписано к печати 23 V 1975. Бумага типографская № 2
60×90^{1/16}. Печ. листов 10+21 вклейка. Тираж 400. МВ-05367. Зак. № 4107.
Типография им. Х. Хейдеманна, ЭССР, г. Тарту, ул. Юликооли, 17/19. I

Цена 1 руб. 16 коп.