

Ep. 5.12

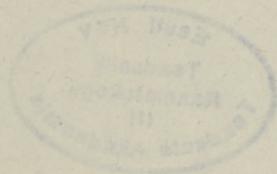
EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA  
АКАДЕМИЯ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

---

GEOLOGIA INSTITUUDI  
UURIMUSED

ТРУДЫ  
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ

V



TALLINN 1960

## О ЛИТОСТРАТИГРАФИИ ВОЛХОВСКОГО И КУНДАСКОГО ГОРИЗОНТОВ В ЭСТОНИИ

К. К. ОРВИКУ,  
академик АН ЭССР

### Введение

Слои волховского (В<sub>II</sub>) и кундаского (В<sub>III</sub>) горизонтов в Эстонии обнажаются во многих местах Северо-Эстонского глинта и в долинах рек, прорезывающих в северном направлении краевую зону Северо-Эстонского плато. Хорошая обнаженность слоев этих горизонтов уже более 100 лет назад привлекла к ним внимание многих исследователей.

В середине прошлого столетия изучались главным образом обнажения этих слоев западнее Таллина. Уже М. Энгельгардт (Engelhardt und Ulprecht, 1830) обратил внимание на то, что здесь встречаются слои известняка со значительным содержанием кварцевых зерен. Э. Эйхвальд (Eichwald, 1840) упоминает о своеобразных осадочных жилах на острове Осмуссаар. Озерский (1844) в пределах слоев, отнесенных теперь к волховскому горизонту, выделил нижнюю часть со значительным содержанием глауконитовых зерен и верхнюю часть, в которой глауконитовые зерна почти отсутствуют.

Ф. Б. Шмидт (Schmidt, 1858) первым дал характеристику соответствующих слоев для всего выхода их в Северной Эстонии, выделив нижние слои — хлоритовый известняк и верхние — настоящий вагинатовый известняк.

Первые описания профиля соответствующих слоев (в Нарве) были даны Г. Гельмерсеном (Helmersen, 1861) и И. Боком (1869). Последний назвал нижние слои глауконитовым, а верхние — ортоцератитовым известняком.

Весьма детальные для своего времени описания профилей соответствующих слоев в Вока, Онтика, Таллине и Пакерорте дал А. Купффер (Kupffer, 1870). При этом в его описаниях отмечалось такое литологическое своеобразие этих слоев, на которое снова обратили внимание лишь в последнее время. Он обнаружил норки сверления в слоях глауконитового известняка, называемые теперь амфорообразными норками. А. Купффером были выделены оолитовые известняки, соответствующие оолитовым известнякам вокаской и напаской пачек кундаского горизонта и азериского горизонта. В его описаниях профилей указывается на фациальные различия в пределах той части ортоцератитового известняка, которая соответствует современному кундаскому горизонту, и на уменьшение ее мощности в западном направлении. А. Купффер дал

также первые химические анализы пород волховского и кундаского горизонтов, которые с успехом используются и по сейчас. Собранные А. Купффером образцы пород, хранящиеся в Геологическом музее АН ЭССР, микроскопически изучались А. Лагорио (Lagorio, 1876).

Индексы  $B_2$  для слоев глауконитового известняка и  $B_3$  для слоев вагинатового известняка введены Ф. Б. Шмидтом (Schmidt, 1881 и др.), причем к  $B_2$  он относил, кроме слоев волховского горизонта, и слои мяэюлаской пачки лээтского горизонта, а к  $B_3$  — слои кундаского горизонта, за исключением напаской пачки.

Для литостратиграфического изучения волховского и кундаского горизонтов интерес представляют описания профилей соответствующих слоев из Нарвы, Пяйте, Сака, Азери, Ягала, Ласнамяги, Лээтсе и Вяйке-Пакри, приведенные в работах Г. Гольма (1884, Holm, 1886). Последний обращает внимание на отсутствие в Таллине и западнее Таллина оолитового известняка вокаской пачки, с достаточной четкостью описывает песчанистый известняк с фосфоритовыми гальками в западной части выхода вагинатового известняка ( $B_3$ ) и указывает, что этот песчанистый известняк можно подразделить на три литологические разности, что значительно позже было отмечено и А. Эпиком (Õrik, 1927). Причиной отложения песчанистого известняка в пределах западной части выхода вагинатового известняка Г. Гольм считал поднятие дна бывшего моря. В профиле Ласнамяги он описывает слои, которые теперь выделяются как лахепереская пачка волховского горизонта.

В. Ламанский, который с 1896 года детально, литологически и палеонтологически, изучал нижнеордовикские отложения в пределах нынешней Ленинградской области и дал на основе этих исследований новую стратиграфическую характеристику и новое стратиграфическое подразделение глауконитового и вагинатового известняков, занимался изучением соответствующих слоев и в Эстонии, но более поверхностно. Он (Ламанский, 1899, 1901) сузил объем глауконитового известняка ( $B_2$ ) Ф. Б. Шмидта, исключив из него глауконитовый известковистый песчаник ( $B_{1\beta}$ ) и верхние слои  $B_2$  Ф. Б. Шмидта, отнеся последние к вагинатовому известняку. Глауконитовый известняк В. Ламанский обозначил как подъярус  $V_{II}$  и выделил в пределах его три горизонта:  $V_{IIa}$ ,  $V_{II\beta}$ ,  $V_{II\gamma}$ . Вагинатовый известняк был им обозначен как подъярус  $V_{III}$ , в пределах которого он также выделил три горизонта:  $V_{IIIa}$ ,  $V_{III\beta}$ ,  $V_{III\gamma}$ . В. Ламанский отмечает, что в Эстонии  $V_{II}$  представлен всеми горизонтами, а  $V_{III}$  — только двумя верхними. В западном направлении горизонты выклиниваются и их мощность уменьшается: западнее Таллина  $V_{III\beta}$  отсутствует и подъярус  $V_{III}$  представлен лишь горизонтом  $V_{III\gamma}$ , местами отсутствуют также подгоризонты  $V_{II\gamma}$  и  $V_{II\beta}$ .

Первые описания профилей горизонтов  $V_{II}$  и  $V_{III}$  из Эстонии, из Лээтсе, Пальдиски и Вяйке-Пакри, на основе стратиграфического подразделения В. Ламанского даны Хюне (Huene, 1904).

Монографическое описание стратиграфии, палеонтологии и палеогеографии подъярусов  $V_{II}$  и  $V_{III}$  дано В. Ламанским в работе 1905 года. В этой работе он подразделил выходы  $V_{II}$  и  $V_{III}$  в Эстонии по литологическим признакам на три района: восточный — до Ныммевески, переходный — в окрестностях Ягала и западный — начиная с Таллина. В нижеследующем приводятся некоторые данные относительно выделенных им в Эстонии горизонтов.

Горизонт  $V_{IIa}$  представлен в Эстонии серым, слегка пестроцветным известняком, с многочисленными зёрнами глауконита и поверхностями перерыва. В. Ламанский отметил уменьшение мощности горизонта в западном направлении; в том же направлении окраска известняка стано-

вится более однородной, размер глауконитовых зерен увеличивается, возрастает также их количество. На всем протяжении горизонта прослеживается своеобразная поверхность перерыва с амфораобразными норками сверления.

Горизонт  $V_{II\beta}$ , по В. Ламанскому, на востоке представлен тонко-слоистым известняком мощностью всего 0,2 м, с немногими зернами глауконита. В западном направлении он сложен зеленовато-серым известняком без глауконитовых зерен, с прослоями серого мергеля. На крайнем западе выхода горизонт местами отсутствует.

По данным В. Ламанского, горизонт  $V_{IV}$  восточнее Ныммевески представлен известняком, содержащим немногочисленные зерна глауконита; от Ныммевески к западу содержание в известняке глауконита возрастает. Начиная с Таллина, горизонт местами отсутствует.

В восточной части выхода горизонт  $V_{III\beta}$  охарактеризован В. Ламанским менее детально. Он отмечает, что нижняя граница горизонта представлена слабой поверхностью перерыва. В работе В. Ламанского нет достаточной ясности в отношении того, включает ли он в этот горизонт в восточной части Эстонии лишь нижний чечевичный известняк ( $V_{3a}$ ) по Ф. Б. Шмидту или также и вышележащие слои. Лишь из литостратиграфической схемы, приведенной в этой работе, мы узнаем, что к этому горизонту он относил и часть известняков подъяруса  $V_{III}$  над нижним чечевичным слоем. В. Ламанский считал, что горизонт  $V_{III\beta}$  выклинивается в окрестностях Таллина. Как выясняется из нижеследующего, это предположение оказалось ошибочным: большая часть слоев в окрестностях Таллина и западнее — известковистый песчаник с фосфоритовыми гальками, которые В. Ламанским описаны как горизонт  $V_{III\gamma}$ , — в действительности является горизонтом  $V_{III\beta}$ . Необходимо отметить, что В. Ламанский считает фосфоритовые желваки, появляющиеся в известняке над нижним чечевичным слоем в окрестностях Ягала и встречающиеся дальше к западу, — гальками.

Так же коротко В. Ламанский охарактеризовал горизонт  $V_{III\gamma}$  в пределах Эстонии. Он указывает, что этот горизонт в окрестностях Таллина представлен типичным вагинатовым известняком с наутилоидеями и гастроподами, мощностью в 1 м. Западнее Таллина характеристика горизонта  $V_{III\gamma}$ , данная В. Ламанским, относится в действительности к слоям горизонта  $V_{III\beta}$ .

П. Раймонд (Raymond, 1916) вводит новые названия для стратиграфических единиц нижнего ордовика по типичным обнажениям соответствующих слоев: подъярусы  $V_I$  и  $V_{II}$  и горизонт  $V_{IIIa}$  В. Ламанского им назван валховской формацией, а его горизонты  $V_{III\beta}$  и  $V_{III\gamma}$  — кундаской формацией. Хотя в работе Раймонда приводятся описания и геологические колонки некоторых обнажений валховской и кундаской формаций (Нарва, Кунда, Таллин, Пакерорт), он все же сообщает мало нового относительно слоев  $V_{II}$  и  $V_{III}$ . Он утверждал, что чечевицы в известняках являются настоящими оолитами и что фосфоритовые гальки — это настоящие гальки. В работах Х. Беккера (Bekker, 1922, 1923, 1925) подъярусы В. Ламанского переименованы в горизонты (на эстонском языке «lade»), а для горизонта  $V_{II}$ , вместе с горизонтом  $V_I$ , введено новое название «пальдиски».

Горизонты пальдиски и кунда в западной части их выходов, в частности на о-вах Осмуссаар и Пакри, а также на п-ове Пакерорт, описываются А. Эпиком (Orik, 1927). Он называет слои  $V_2$  и  $V_3$  Ф. Б. Шмидта, соответственно, мегаласписовым (глауконитовым) и вагинатовым известняками. В пределах мегаласписового известняка на о-ве Вяйке-Пакри им выделена фация граптолитового сланца; соответствующие

слои были известны уже Хюне (Huene, 1904), который собранные из этих слоев окаменелости передал для определения Ф. Б. Шмидту (Schmidt, 1906). Необходимо отметить, что обнажения мегаласписового известняка А. Эпиком достаточно детально не изучались, что привело его к некоторым необоснованным выводам.

Это касается и вагинатового известняка. В пределах последнего А. Эпик выделил на западе рогэский известковистый песчаник, который, по его мнению, соответствовал горизонту  $V_{III\beta}$  В. Ламанского, т. е. он считал, что на западе горизонт  $V_{III\gamma}$  по В. Ламанскому отсутствует. Им описаны и своеобразные трещины на о-ве Осмуссаар, образование которых он объяснял землетрясением. А. Эпик полагал, что фосфоритовые желваки в слоях вагинатового известняка образовались одновременно с породой, в которой они встречаются. Хотя А. Эпик и отмечает, что поверхности перерыва имеют большое значение для выяснения условий осадконакопления, он их все же детально не описывает. Образование последних он связывает с подводной средой в условиях колебания глубины воды.

К. Орвику (Orviku, 1927, 1929), изучая нижнеордовикские известняки в Восточной Эстонии (от Нарвы до Азери), выделяет оолитовую зону как самостоятельную пачку, образующую здесь верхи кундаского горизонта. Им приведен ряд описаний и колонок этой пачки и указано, что границей горизонтов кунда и эхиносферитового здесь является хорошо прослеживаемая поверхность перерыва. В разрезах реки Пуртсе показано подразделение мегаласписового и кундаского горизонтов на подгоризонты (по-эстонски «võõ»)  $V_{II\alpha}$ ,  $V_{II\beta}$ ,  $V_{II\gamma}$ ,  $V_{III\beta}$ ,  $V_{III\gamma}$ . В Ламанского (Orviku, 1929). Необходимо отметить, что к мегаласписовому горизонту автором отнесены и слои, соответствующие  $V_{I\beta}$  по Ламанскому. Обращается внимание на своеобразную поверхность перерыва в пределах подгоризонта  $V_{II\gamma}$ , подразделяющую последний на нижнюю часть с малым количеством зерен глауконита и на верхнюю часть с многочисленными глауконитовыми зернами. Указывается, что нижней и верхней границей кундаского горизонта являются хорошо прослеживаемые поверхности перерыва. В пределах горизонта выделяются четыре литологические разности, или пачки: нижний оолитовый и глауконитовый известняки в пределах подгоризонта  $V_{III\beta}$  и ржавистый и верхний оолитовый известняки в пределах подгоризонта  $V_{III\gamma}$ .

В разрезе буровой скважины Лагеди в Западной Эстонии К. Орвику (Orviku, 1930) описывает мегаласписовый и кундаский горизонты и в пределах их подгоризонты по В. Ламанскому. И здесь обе границы кундаского горизонта представлены четкими поверхностями перерыва; последняя наблюдается также между подгоризонтами  $V_{III\beta}$  и  $V_{III\gamma}$ . Отмечается, что подгоризонт  $V_{III\beta}$ , который в Ягала имеет мощность 0,5 м, в окрестностях Таллина и Мяэюла местами отсутствует и дальше к западу появляется снова, но уже в виде известковистого песчаника.

Этим исчерпываются опубликованные материалы о литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в Эстонии. Необходимо отметить, что автор представил 22 ноября 1934 года в Общество естествоиспытателей при Тартуском университете доклад на тему «Вопросы геологии вагинатового известняка в Западной Эстонии», в котором на основе богатого фактического материала сделан ряд выводов, отдельные из которых приводятся в нижеследующем.

1. Условия осадконакопления в кундаское время на территории, расположенной к западу от Таллина, изменялись в северо-западном, а не в западном направлении, как до этого предполагали.

2. Выделенные В. Ламанским в пределах кундаского горизонта подгоризонты  $V_{III\beta}$  и  $V_{III\gamma}$  легко различаются друг от друга и в западной части выхода горизонта. Таким образом, выводы В. Ламанского об отсутствии здесь подгоризонта  $V_{III\beta}$  и А. Эпика об отсутствии подгоризонта  $V_{III\gamma}$  необоснованы.

3. В соответствии с этим нельзя рогэский известковистый песчаник А. Эпика сопоставлять со всем кундаским горизонтом в западной части Эстонии, а лишь с подгоризонтом  $V_{III\beta}$ .

4. В районе между Таллином и Лахепере на границе мегаласписового и кундаского горизонтов имеется маломощный комплекс слоев, названный лахеперскими слоями, которые литостратиграфически относятся к мегаласписовому горизонту.

5. Фосфоритовые гальки, встречающиеся в лахеперских слоях, особенно в подгоризонте  $V_{III\beta}$  кундаского горизонта, являются настоящими гальками, состоящими из пород мегаласписового известняка и отчасти из пород кундаского горизонта (нижний оолитовый известняк).

6. Осадочные жилы, встречающиеся на о-вах Осмуссаар, Вяйке-и Суур-Пакри, отличаются друг от друга как литологически, так и по возрасту: часть их возникла до образования известковистого песчаника подгоризонта  $V_{III\beta}$ , основная же часть образовалась во время отложения пород подгоризонта  $V_{III\gamma}$ .

В последующем изучение литостратиграфии вышеназванных подгоризонтов продолжалось, но в силу различных обстоятельств результаты исследований остались неопубликованными. Исследования эти показали, что для упомянутых горизонтов в Эстонии характерен ряд литологических черт, которые помогают уточнить их биостратиграфию. Поэтому автор считает целесообразным опубликовать предварительно некоторые материалы по литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов.

Учитывая, что в качестве названий горизонтов как ордовика, так и силура Эстонии употребляются названия тех местонахождений, где соответствующий горизонт обнажается в типичном виде, в 1958 году горизонт мегаласписового известняка был переименован в тойлаский горизонт (Орвику, 1958) по хорошим обнажениям этого горизонта на Северо-Эстонском глинте в окрестностях Тойла. Название «волхов» было бы правильным отклонить, так как оно использовалось П. Раймондом (Raymond, 1916) для обозначения не только слоев, включенных в волховский горизонт ( $V_{II}$ ), но и слоев, образующих лээтесский горизонт ( $V_I$ ). Но чтобы не вводить новые названия горизонтов, в дальнейшем для горизонта  $V_{II}$ , в том объеме, в каком употреблял их В. Ламанский (1905), используется название «волхов», введенное Раймондом (Raymond, 1916). Для обозначения подгоризонтов и пачек обеих горизонтов используются также географические названия типичных обнажений в Эстонии.

Изучение литостратиграфии волховского ( $V_{II}$ ) и кундаского ( $V_{III}$ ) горизонтов в обнажениях вдоль выхода их в Северной Эстонии, начатое в 1923 году, показало, что в пределах этих горизонтов и их подгоризонтов целесообразно выделить ряд литологических пачек, каждая из которых отличается характерными чертами строения. Объем выделяемых пачек, как это видно из нижеследующего, различен. Некоторые из этих пачек соответствуют целому подгоризонту; например, телиныммеская пачка ( $V_{II\beta T}$ ) соответствует вязнасскому подгоризонту ( $V_{II\beta}$ ). Выделены также пачки, соответствующие лишь определенной части подгоризонта и прослеживающиеся вдоль всего выхода последнего, например пайтеская пачка ( $V_{IIa P}$ ) в пределах тырвайызского подгоризонта ( $V_{IIa}$ ). Имеются и такие пачки, которые хотя и представляют весь подгоризонт.

но прослеживаются только в определенной части выхода подгоризонта, например ныммевескиская пачка ( $V_{III\beta}N$ ) в пределах валастеского подгоризонта ( $V_{III\beta}$ ) в окрестностях рек Валгейги и Лообу.

При изучении литостратиграфии горизонтов ордовика, обнажающихся на Северо-Эстонском глинте и в долинах рек, пересекающих последний, особое внимание обращалось на поверхности перерыва, свидетельствующие о более или менее длительных перерывах в осадконакоплении, об изменении ранее отложившихся осадков в течение этих перерывов под влиянием механического или химического воздействия вод бывшего морского бассейна или деятельности сверлящих, зарывающихся и роющих организмов, живших в этом бассейне. Необходимо отметить, что факторы, воздействующие на морское дно во время отсутствия осадконакопления, не проявляли свою деятельность непременно одновременно, но могли следовать во времени один за другим в разных комбинациях. Это и привело к образованию поверхностей перерыва, отличающихся одна от другой определенными, характерными чертами строения. Изучение последних позволяет восстановить не только условия среды во время образования этих поверхностей, но и выяснить картину изменения условий среды в течение их образования. Во многих случаях строение поверхностей перерыва выдерживается на значительных площадях, и поэтому некоторые из них используются при детальных литостратиграфических исследованиях как надежные границы пачек, подгоризонтов и горизонтов.

Поверхности перерыва в известняках низов ордовика Балтоскандии известны уже в течение длительного времени. О коррозионных ямках в соответствующих слоях ордовика Швеции имеются данные уже в работах И. Андерссона (Andersson, 1896). Поверхности перерыва в нижнем ордовике Швеции упоминаются и в работах последних лет шведских исследователей. Коррозионные ямки в известняках нижнего ордовика Северной Прибалтики упоминаются уже А. Купффером (Kupffer, 1870), который дал первое изображение их, и В. Ламанским (1905). О поверхностях перерыва в известняках волховского горизонта ( $V_{II}$ ) в Ленинградской области имеются некоторые данные у С. Г. Вишнякова и Р. Ф. Геккера (1937). Они отмечались в профилях волховского и кундаского горизонтов в Западной Эстонии А. Эпиком (Õrik, 1927), который указывал, что изучение их имеет большое значение для выяснения условий осадконакопления в бывшем морском бассейне. Но ни один из упомянутых авторов не привел детальных описаний этих поверхностей перерыва, не описал условий их образования и не обратил внимания на их стратиграфическое значение.

Автор, приступив в 1923 году к изучению известняков Северо-Эстонского глинта, сразу же обратил внимание на поверхности перерыва. Определенное влияние на дальнейшее изучение этих поверхностей имели работы А. Гейма (Heim, 1924 и др.), в которых описывались поверхности перерыва из мезозойских отложений Альп. Уже в 1927 году, описывая литостратиграфию напаской пачки и азериского горизонта между Нарвой и Кунда, автор настоящей статьи обратил внимание на постоянство характерных признаков поверхности перерыва, образующей нижнюю границу азериского горизонта, и указал на ее стратиграфическое значение (Orviku, 1927). В ходе проводившихся в 30-х годах в Эстонии исследований изучались поверхности перерыва в пределах волховского, кундаского, азериского, ласнамягиского и ухакусского горизонтов. Были установлены закономерности в строении их и показано, что отдельные из них могут быть использованы при стратиграфическом расчленении горизонтов. Некоторые данные о поверхностях перерыва в азе-

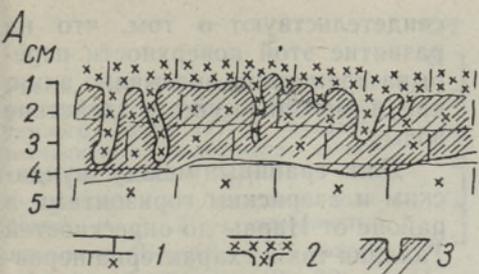
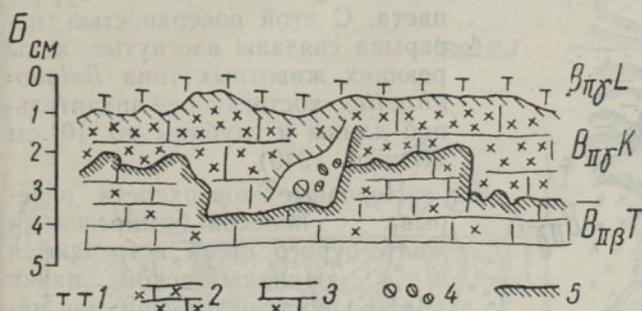


Рис. 1. Неровные поверхности перерыва. А — в кюннапыхьяской пачке ( $V_{11\gamma K}$ ) в Тойла; Б — на границе между телиныммеской ( $V_{11\beta T}$ ) и калевиской ( $V_{11\gamma K}$ ) пачками в Мязюла. На рис. 1 А: 1 — известняк серый, мелкозернистый с немногими зернами глауконита; 2 — известняк зеленовато-серый, с многочисленными зернами глауконита в норках и над поверхностью перерыва; 3 — неровная поверхность перерыва с норками сверления и с полосой импрегнации желто-бурого цвета из железистых соединений.



На рис. 1 Б: 1 — известняк зеленовато-серый, мелкозернистый ( $V_{11\gamma L}$ ); 2 — известняк кристаллический, с многочисленными зернами глауконита ( $V_{11\gamma K}$ ); 3 — известняк серый, мелкозернистый с малочисленными зернами глауконита ( $V_{11\gamma T}$ ); 4 — фосфоритовые гальки в одной из норк зарывания; 5 — неровная поверхность перерыва с полосой импрегнации фиолетового цвета из фосфатных соединений.

риском, ласнамягском и ухакусом горизонтах были опубликованы в 1940 году (Orviku, 1940). В последующем приводятся предварительные результаты исследований поверхностей перерыва в волховском и кундаском горизонтах, описывается несколько типов поверхностей перерыва, характерных для названных горизонтов.

При описании поверхности перерыва полезно охарактеризовать рельеф поверхности, интенсивность импрегнации и глубину полосы импрегнации в известняках, возникшей непосредственно под поверхностью перерыва в ходе формирования последней, вследствие проникновения тех или других соединений в ранее образовавшееся отложение. Необходимо обратить внимание также на норки и ходы сверлящих, зарывающихся и роющих животных, т. е. следы жизни, появление которых непосредственно связано с выработкой поверхностей перерыва.

Большое распространение как в волховском, так и в кундаском горизонте имеют неровные поверхности перерыва с полосой импрегнации желто-бурого цвета, обусловленной железистыми соединениями. Бугорки и углубления между ними имеют неправильную форму, глубина последних колеблется в пределах нескольких сантиметров. Полоса импрегнации нередко расположена параллельно поверхности перерыва, но часто не совпадает с ней (рис. 1 А). Характер рельефа поверхности и полосы импрегнации говорит об образовании такого типа поверхностей в основном в своеобразных гидрохимических условиях.

Такого типа неровная поверхность перерыва характерна для границы между волховским и кундаским горизонтами в районе от Нарвы до Иру, т. е. там, где низы кундаского горизонта представлены вокаской пачкой ( $V_{11\beta V}$ ). Местами с этой поверхностью связаны гальки неправильной формы и такого же желто-бурого цвета, как и полоса импрегнации (см. рис. 13). Эти гальки состоят из известняка, подвергнувшегося при образовании поверхности перерыва гидрохимическим процессам. Гальки

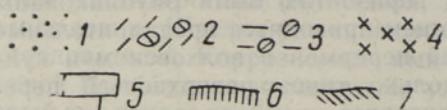
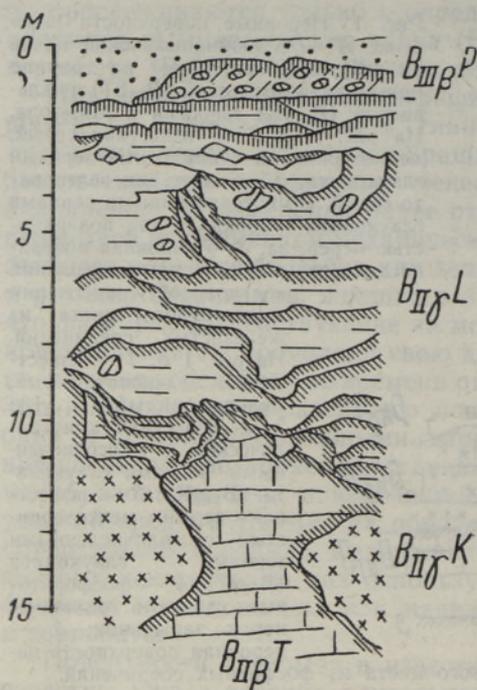


Рис. 2. Неровные поверхности перерыва с полосой импрегнации серовато-фиолетового цвета в лахеперской пачке (В<sub>II</sub>γL) в Калласте. 1 — песчанистый известняк, буровато-серый (В<sub>II</sub>βР); 2 — фосфоритовый конгломерат (В<sub>II</sub>βР); 3 — известняк зеленовато-серый, скрытозернистый, местами фосфоритовые гальки (В<sub>II</sub>γL); 4 — известняк кристаллический, с многочисленными зернами глауконита (В<sub>II</sub>γК); 5 — известняк серый (В<sub>II</sub>γТ); 6 — ровная (местами неровная) поверхность перерыва с полосой импрегнации темного цвета; 7 — неровная поверхность перерыва с полосой импрегнации фиолетового цвета.

мощность пачки, в ней сравнительно пологие неровные поверхности перерыва очень скучены (рис. 2). Такие поверхности перерыва характерны для этой пачки в юго-восточной полосе ее распространения, где мощность пачки обыкновенно не превышает 10—15 см.

В связи с неровной поверхностью перерыва часто встречаются и полосы импрегнации темного цвета, которые местами обусловлены, несомненно, скоплением пирита, местами же химический характер этой темной (черной) импрегнации еще не уточнен. Такого характера поверхно-

свидетельствуют о том, что на развитие этой поверхности перерыва временами оказывало влияние и механическое воздействие воды.

Для границы между кундаским и азерским горизонтами в районе от Нарвы до окрестностей Таллина также характерна неровная поверхность перерыва с полосой импрегнации желто-бурого цвета. С этой поверхностью перерыва связаны изогнутые ходы роющих животных типа *Balanoglossites*, достигающие значительной длины и глубины до 10 см (Orviku, 1940).

Неровные поверхности перерыва с полосой импрегнации желто-бурого цвета встречаются и в кюннапыхьяской пачке (В<sub>II</sub>βК) восточнее Азери: они наблюдаются также и в других пачках, например к такому типу относится ряд неровных поверхностей перерыва в сакасской пачке (В<sub>II</sub>αS) и др. Но они не имеют уже такого литостратиграфического значения, как вышеуказанные поверхности перерыва на нижней и верхней границах кундаского горизонта.

Нередко такая поверхность перерыва связана с полосой импрегнации серовато-фиолетового цвета, обусловленного фосфатными соединениями (рис. 1Б). Такой характер имеет поверхность перерыва, например, на границе кундаского и азерского горизонтов в окрестностях Таллина.

Особенно характерны неровные поверхности перерыва с полосой фосфоритной импрегнации для лахеперской пачки (В<sub>II</sub>γL). Несмотря на незначительную

Рис. 3. Неровные поверхности перерыва с полосой импрегнации темного цвета (4) в пределах песчанистого известняка осмуссаарской пачки ( $V_{IIIY}O$ ) на о-ве Осмуссаар. 1 — известняк оолитовый ( $C_{Ia}$ ); 2 — песчанистый известняк ( $V_{IIIY}O$ ); 3 — известковистый песчаник ( $V_{III\beta}P$ ).

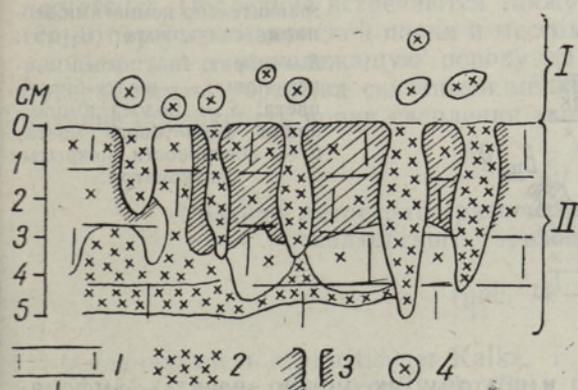
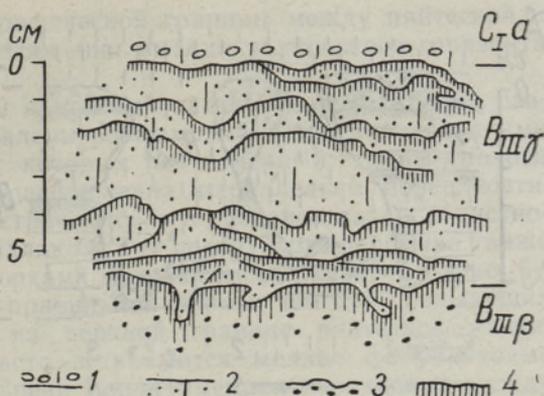


Рис. 4. Ровная поверхность перерыва с амфораобразными норками сверления правильной формы на границе пяйтеской ( $V_{IIa}P$ ) и сакаской ( $V_{IIa}S$ ) пачек в Кюннапахья. Вертикальный разрез (II): 1 — известняк пяйтеской пачки; 2 — зерна глауконита в разных количествах; 3 — полоса импрегнации желто-бурого цвета; 4 — отверстия норк на поверхности слоя (I).

сти перерыва встречаются скучено в осмуссаарской пачке ( $V_{IIIY}O$ ) на о-ве Осмуссаар (рис. 3).

Другую группу образуют ровные поверхности перерыва. Полосы импрегнации на них более узкие, а характер импрегнации также различен. С ровными поверхностями связаны всегда те или иные следы жизни — норки, карманы и ходы сверлящих, зарывающихся и роющих животных. Образовались эти поверхности перерыва в гидродинамических условиях бывшей морской среды. На это указывает скопление фосфоритовых галек в породе, заполняющей норки, а также в породе, залегающей непосредственно над поверхностью перерыва. Особенно характерны ровные поверхности перерыва для пяйтеской пачки ( $V_{IIa}P$ ) на протяжении всего выхода ее и для пакриской пачки ( $V_{III\beta}P$ ), простирающейся к западу от Ягала.

Очень своеобразный вид имеет ровная поверхность перерыва, образующая верхнюю границу пяйтеской пачки ( $V_{IIa}P$ ). Эту ровную поверхность зеленого цвета, покрытую мелкими зернами глауконита, можно найти почти во всех обнажениях волховского горизонта, и она хорошо узнается по вертикальным норкам сверлящих и зарывающихся животных. В более восточной части выхода волховского горизонта эти норки более длинные и правильной формы; их длина достигает 5—6 см, в поперечном разрезе они округлые, форма их в общем коническая, нижний конец иногда резко суживается. В верхней части эти норки также суживаются, но открываются на поверхности перерыва воронкообразной расширенной частью. Форма этих норок во многом напоми-

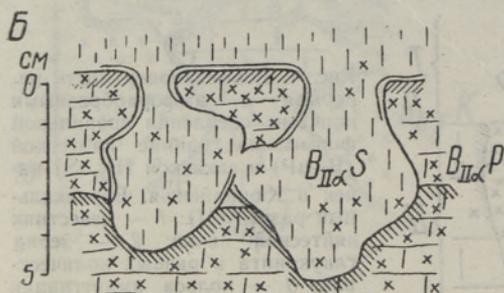
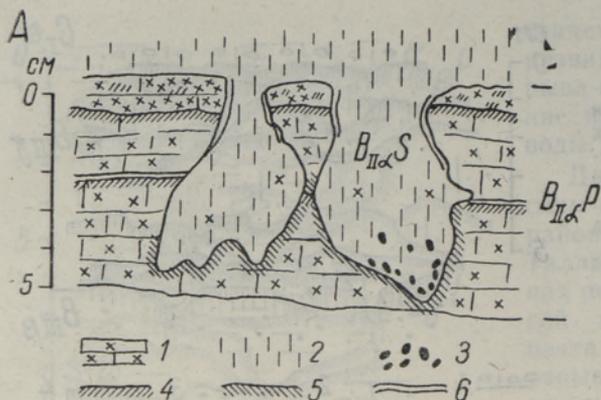
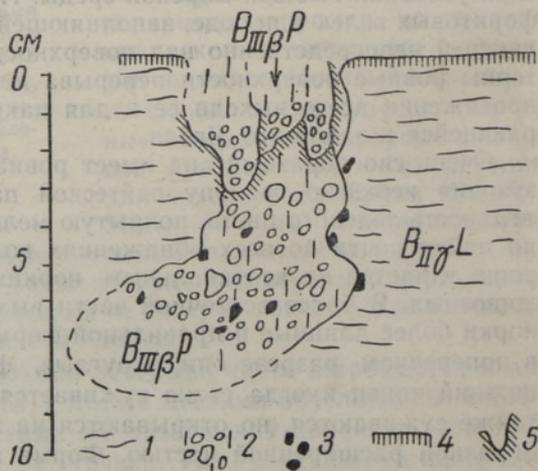


Рис. 5. Ровная поверхность перерыва с широкими амфораобразными норками на границе пайтеской ( $B_{II\alpha P}$ ) и сакаской ( $B_{II\alpha S}$ ) пачек в Мяэюла (А) и Лийква (Б). 1 — известняк серый, кристаллический, со многими зернами глауконита ( $B_{II\alpha P}$ ); 2 — известняк серый со сравнительно немногими зернами глауконита ( $B_{II\alpha S}$ ); 3 — пирит; 4 — полоса импрегнация желто-бурого цвета; 5 — полоса импрегнация фиолетового цвета; 6 — поверхности, покрытые глауконитом.

нает амфоры древних римлян и поэтому их можно назвать амфораобразными норками сверления (рис. 4). Изображение этих норок было дано еще А. Купффером (Kupffer, 1870).

В окрестностях Таллина и западнее с такой поверхностью перерыва также связаны амфораобразные норки сверления и зарывания. Они имеют менее правильную форму, но по своему строению почти не отличаются от вышеуказанных (рис. 5). Таким образом, ровная поверхность перерыва с амфораобразными норками сверления и зарывания исполь-

Рис. 6. Ровная поверхность перерыва с узкой полосой импрегнация темного цвета с большими амфораобразными норками зарывания в Таллине на границе волховского ( $B_{II}$ ) и кундаского ( $B_{III}$ ) горизонтов. 1 — известняк зеленовато-серый, мелкозернистый ( $B_{II}L$ ); 2 — известняк серый, со многими фосфоритовыми гальками ( $B_{III\beta P}$ ); 3 — пирит; 4 — полоса импрегнация темного цвета; 5 — полоса импрегнация серовато-фиолетового цвета.



зуется в качестве литостратиграфической границы между пяйтеской и сакасской пачками на всем протяжении выхода волховского горизонта в Эстонии.

Нижняя и верхняя границы пакриской пачки ( $B_{III\beta}P$ ) хорошо различаются, так как они представлены ровными, частично даже гладкими поверхностями перерыва, цвет которых почти черный; темная полоса импрегнации обычно узкая и расположена параллельно поверхности. Такие поверхности перерыва встречаются и в пределах пачки, в частности в районе между Ягала и Таллином. Эти поверхности перерыва также связаны с амфораобразными норками зарывающихся животных (рис. 6), но они более крупные и менее правильной формы, чем два предыдущих типа амфораобразных норок на верхней границе пяйтеской пачки. В заполняющей их породе часто встречаются мелкие фосфоритовые гальки и скопления пирита. Среди норок имеются переходные между типичными норками зарывания и ходами роющих животных типа *Balanoglossites*. Последние встречаются также в связи с ровными поверхностями перерыва пакриской пачки и местами, например в разрезе Ягала, углубляются в нижележащую породу до 12 см. С темными ровными поверхностями перерыва связаны и мелкие, иногда очень густо покрывающие поверхность норки сверления типа *Trypanites*.

#### Краткая литостратиграфическая характеристика волховского горизонта ( $B_{II}$ )

(рис. 7)

- = основная часть «chloritischer Kalk», F. Schmidt 1858.
- = основная часть «Glaukonitkalk ( $B_2$ )», F. Schmidt 1881.
- = основная часть «echter Glaukonitkalk ( $B_{2a}$ )», F. Schmidt 1897.
- = «мегаласписовый известняк ( $B_{II}$ )», В. Ламанский 1905.
- = основная часть «Walchow-Formation ( $B_2$ )», P. Raymond 1916.
- = верхняя часть «Baltiski lade», H. Bekker 1922.
- = основная часть «Megalaspiskalk», A. Örik 1927.
- = основная часть «Megalaspis-lubjakivi», K. Orviku 1929, 1930.
- = «глауконитовый (мегаласписовый) известняк», Б. С. Соколов 1951.
- = тойлаский горизонт, К. Орвику 1958.
- = тойлаский горизонт, А. Аалое и др. 1958.

Волховский горизонт ( $B_{II}$ ) рассматривается, в общем, в том же объеме, что и подъярус  $B_{II}$ , описанный В. Ламанским (1901, 1905). Раньше к комплексу слоев, называемых мегаласписовым известняком (Örik, 1927; Orviku, 1929, 1930), ошибочно относили и глауконитовый известковистый песчаник, несмотря на то, что уже В. Ламанский (1905) выделил его как горизонт  $B_{I\beta}$ ; в настоящее же время он известен в стратиграфической схеме Эстонии как мяэюлаский подгоризонт ( $B_{I\beta}$ ) (А. Аалое и др. 1958).

Волховский горизонт обнажается на полную мощность во многих местах на обрыве Северо-Эстонского глинта и на крутых склонах долин рек, прорезывающих глинт и приглинтовую краевую полосу Северо-Эстонского плато в северном направлении. Хорошие обнажения горизонта имеются на о-вах Осмуссаар и Вяйке-Пакри, в Пакерорте, Лээтсе, Мяэюла, Ягала, Ныммевески, Азери, Сака, Тойла, Сытке, Нарве и др. Типичными для Эстонии являются обнажения на обрыве глинта в окрестностях Тойла.

Литостратиграфическая характеристика основывается на изучении более 70 обнажений горизонта. Мощность горизонта в пределах выхода колеблется от 3,35 до 0,5 м, при этом на участке от Нарвы до Лийква пределы ее колебаний незначительны (3,35—2,5 м), в северо-западном направлении от Лийква мощность резко уменьшается и на о-ве Вяйке-Пакри составляет около 1 м; наименьшая мощность отмечается на о-ве Осмуссаар — 0,5 м (рис. 7). Уменьшение мощности горизонта в западной части выхода связано с выклиниванием лангевояского подгоризонта (В<sub>Пγ</sub>) северо-западнее Лахепере и вязнасского подгоризонта (В<sub>Пβ</sub>) северо-западнее Пальдиски.

Нижняя граница волховского горизонта легко прослеживается по литологическим признакам: зеленый глауконитовый известковистый песчаник мяэюлаского подгоризонта (В<sub>Пβ</sub>) хорошо отличается от вышележащих известняков волховского горизонта. Местами нижняя граница последнего представлена ровной поверхностью перерыва с крупными норками сверления.

Верхняя граница волховского горизонта прослеживается в виде ровной поверхности перерыва с полосой импрегнации желто-бурого цвета, начиная же с окрестностей Таллина в западном направлении — в виде ровной поверхности перерыва с полосой импрегнации темного цвета и с крупными карманами зарывания.

Волховский горизонт (В<sub>П</sub>) подразделен В. Ламанским на основании литологических и палеонтологических данных на три подгоризонта: В<sub>Па</sub>, В<sub>Пβ</sub> и В<sub>Пγ</sub>, прослеживающихся в пределах горизонта и в Эстонии. В последующем приводится сжатая литостратиграфическая характеристика этих подгоризонтов, которым даны географические названия по их типичным обнажениям: тырвайыэский (В<sub>Па</sub>), вязнасский (В<sub>Пβ</sub>), лангевояский (В<sub>Пγ</sub>).

#### ТЫРВАЙЫЭСКИЙ ПОДГОРИЗОНТ (В<sub>Па</sub>)

Тырвайыэский подгоризонт состоит в основном из серых, а также из доломитизированных известняков и доломитов, частью слегка пестроцветных, содержащих в большинстве случаев многочисленные крупные зерна глауконита. Прослеживаются многие неровные и ровные поверхности перерыва. Местами встречаются глинистые прослои. На востоке мощность подгоризонта более значительна — от 1,5 до 2,0 м, максимумом 2,25 м (Тырвайыэ); в западном направлении отмечается уменьшение мощности, и в ряде мест она достигает лишь 1,5—1 м и менее, а на о-ве Осмуссаар, где волховский горизонт в целом представлен лишь тырвайыэским подгоризонтом — всего 0,5 м. На западе мощность подгоризонта местами доходит почти до 2 м (Лээтсе).

Тырвайыэский подгоризонт литологически неоднороден и поэтому в пределах его целесообразно выделить две пачки: пяйтескую (В<sub>ПаР</sub>) и сакаскую (В<sub>ПаS</sub>).

**Пяйтеская пачка** (В<sub>ПаР</sub>) залегает над глауконитовым известковистым песчаником мяэюлаского подгоризонта, от которого она местами отграничена ровной поверхностью перерыва с норками зарывания и сверления; верхней границей ее почти во всех обнажениях является ровная поверхность перерыва с амфораобразными норками сверления и зарывания. Мощность пачки непостоянная: на востоке она колеблется в пределах 0,60—0,30 м, максимальная мощность здесь — 1,13 м (Тырвайыэ); на западе мощность пачки — 0,4—0,1 м; возможно, что пачка местами отсутствует (Ныммеvesки: 0,18—0 м).

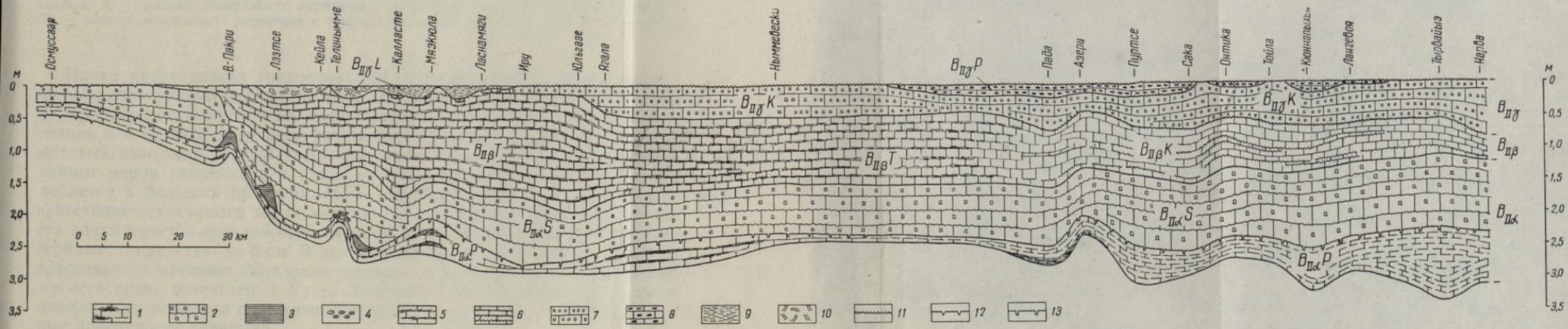


Рис. 7. Геологический разрез волховского горизонта (V<sub>II</sub>) вдоль выхода последнего в Эстонии с востока (Нарва) на запад (о-в Осмуссаар). 1 — известняк, частью доломитовый с мергелистыми прослоями и ровными поверхностями перерыва; 2 — известняки доломитовый известняк с крупными зернами глауконита; 3 — мергель, глинистый мергель, мергелистый сланец; 4 — межформационный конгломерат; 5 — известняк с мергелистыми прослоями, частью комковатый; 6 — известняк с неровными поверхностями перерыва; 7 — известняк с мелкими зернами глауконита; 8 — оолитовый известняк; 9 — известняк, пересеченный поверхностями перерыва; 10 — известняк, перемятый суурипским песчаником; 11 — неровная поверхность перерыва; 12 — ровная поверхность перерыва с крупными норками зарывания; 13 — ровная поверхность перерыва с амфробразными норками сверления.

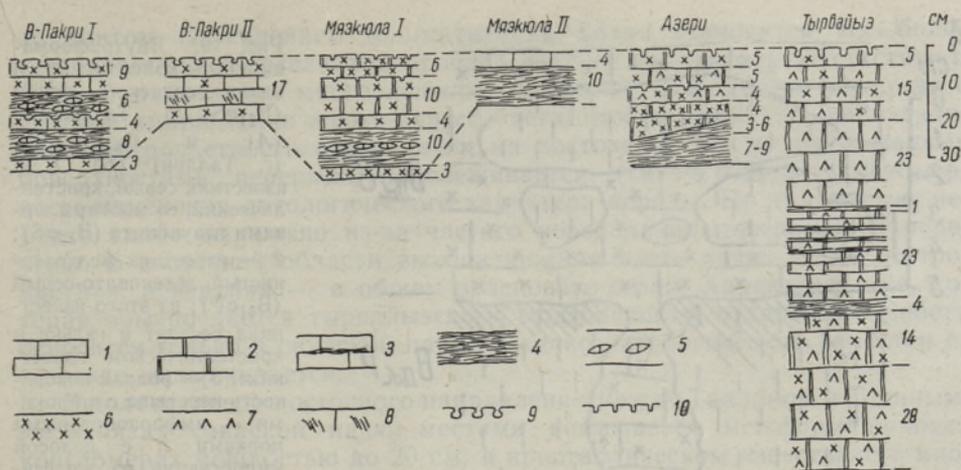


Рис. 8. Разрезы пайтеской пачки (V<sub>11</sub>AP). 1 — известняк; 2 — доломитовый известняк; 3 — доломитовый известняк с мергелистыми прослоями; 4 — мергель; 5 — линзы известняка; 6 — зерна глауконита; 7 — пестроцветность породы; 8 — скопление створок брахиопод; 9 — ровная поверхность перерыва с широкими амфораобразными норками; 10 — ровная поверхность перерыва с амфораобразными норками правильной формы.

Пачка представлена тонкослоистым мелкозернистым до кристаллического известняком и доломитовым детритовым известняком зеленовато-серого цвета. В восточной части выхода доломитизация более интенсивная и в связи с этим цвет пачки более пестрый. Известняк и доломитовый известняк содержат обычно сравнительно небольшие малочисленные зерна глауконита и лишь местами содержание последних колеблется в больших пределах. На о-вах Вяйке-Пакри и Осмуссаар в известняке встречаются зерна кварца. На о-ве Осмуссаар в нижней части пачки имеется прослой известковистого песчаника с глауконитовыми зернами, мощностью до 5 см. В целом ряде случаев в известняках пачки наблюдается массовое скопление головных и особенно хвостовых щитов мегистасписа, например, в Ууга, Лангевоя и др. Встречаются ровные поверхности перерыва с норками сверления и зарывания, а также неровные поверхности перерыва.

Для пачки характерны зеленовато-серые мергелистые и глинистые прослойки между тонкими слоями известняка и доломитового известняка. Мергелистые прослойки, максимальная мощность которых достигает 10 см, вклиниваются между известняками линзообразно и поэтому перемежаемость слоев известняков и мергелей быстро изменяется в горизонтальном направлении. В ряде случаев пачка начинается внизу слоем мергеля или глинистого мергеля. Вследствие резкой изменчивости соотношений известняковых и мергелистых слоев имеются разрезы пачки, в которых мергель практически отсутствует, но есть и такие разрезы, основную часть которых образует мергель. Там, где мощность пачки более значительная (между Кюннапыхья и Нарва), больше мергеля содержит средняя треть пачки. Здесь же местами наблюдается цикличность в наложении: внизу залегает прослой мергеля, выше следует известняк, верхняя поверхность которого представляет собой ровную поверхность перерыва с норками сверления (Йоаору в Нарве). Для иллюстрации изменений мощности и литологии пайтеской пачки на рис. 8 приведено несколько разрезов последней.

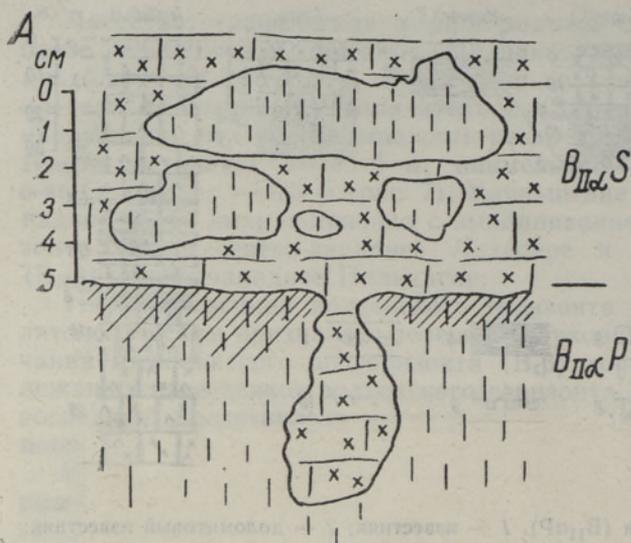
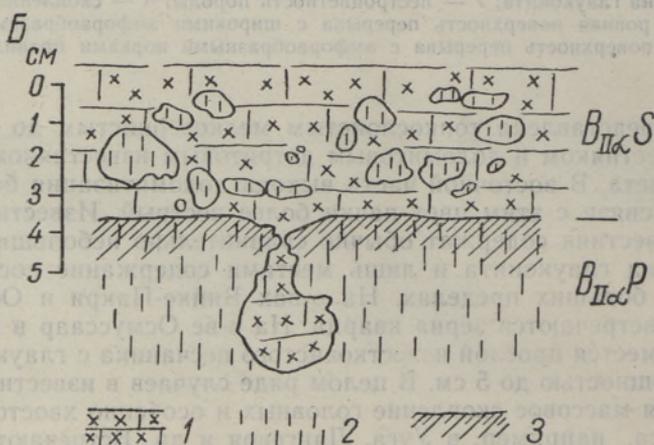


Рис. 9. Внутрiformационный конгломерат в низах сакаской пачки (ВIIαS) в Телинниме (А) и Сухкрумяги (г. Таллин) (Б). 1 — известняк серый, кристаллический, со многими зернами глауконита (ВIIαS); 2 — известняк мелкозернистый, зеленовато-серый (ВIIαP); из этого известняка состоят и гальки в кристаллическом известняке; 3 — ровная поверхность перерыва с широкими амфораобразными норками и с полосой импрегнации из железистых соединений желтого цвета.



Сакаская пачка (ВIIαS) прослеживается в Эстонии вдоль всего выхода тойлаского горизонта. Мощность ее на востоке до Азери колеблется в пределах 1,0—1,2 м, западнее Азери — 0,6—0,9 м. Только в окрестностях Суурупи и на участке между Лахепере и Лээтсе она имеет более значительную мощность — от 1,3 до 1,65 м (Лээтсе); наименьшая мощность пачки измерена на о-ве Осмуссаар — 0,3 м. Верхняя граница пачки условная и проводится там, где кристаллический известняк с многочисленными зернами глауконита сменяется известняком вязнаско-го подгоризонта без глауконитовых зерен. На западе на сакаской пачке местами залегает лахепереская пачка (Лээтсе) или даже кундаский горизонт (Вяйке-Пакри, Осмуссаар), и в этих случаях верхней границей пачки является поверхность перерыва.

Пачка представлена толстослоистым зеленовато-серым детритовым кристаллическим известняком и доломитовым известняком со многими крупными зернами глауконита. Величина и количество последних в западном направлении возрастают. В восточном направлении усиливается степень доломитизации, и слои пачки частично представлены

доломитом. С усилением доломитизации пачка становится все более пестроцветной. Мергелистые прослои обычно практически отсутствуют. В пачке отмечаются многочисленные неровные поверхности перерыва с полосой импрегнации желто-бурого цвета, что, со своей стороны, усиливает пестроцветность слоев пачки на востоке. В слоях, ограниченных поверхностями перерыва, прослеживается (снизу вверх) закономерность изменения литологического характера породы. Но это явление нередко слабо выражено из-за частого чередования поверхностей перерыва. В восточной области выхода нижняя часть пачки более пестроцветная, а верхняя — в общем зеленовато-серая. Характеристика, которая обычно дается тырвайыэскому подгоризонту, в действительности относится только к сакаской пачке. Однако литологический характер ее не везде выдерживается.

В полосе северо-восточного направления между Таллином и Телинымме в низах сакаской пачки местами встречается межформационный конгломерат мощностью до 20 см: в кристаллическом известняке с многочисленными зернами глауконита встречаются плоские гальки, максимальная длина которых достигает 9 см, а максимальная толщина — 2,5 см (рис. 9 А и Б). Там, где мощность конгломерата больше, он расположен в пониженной части пяйтеской пачки, и в таком случае ровная поверхность перерыва с амфораобразными норками на верхней границе пяйтеской пачки отсутствует (Телинымме). Там же, где мощность конгломерата меньше, эта типичная поверхность хорошо прослеживается (Таллин). Гальки состоят из известняков пяйтеской пачки, наружная часть их представлена полосой импрегнации.

К северо-западу от линии Лийква—Лээтсе в сакаской пачке встречаются плоские линзы серого мелкозернистого известняка, зеленовато-серого мергеля и глины без зерен глауконита. В разрезе Лахепере (рис. 10) мергель с серым известняком в виде линзочек (комковатой

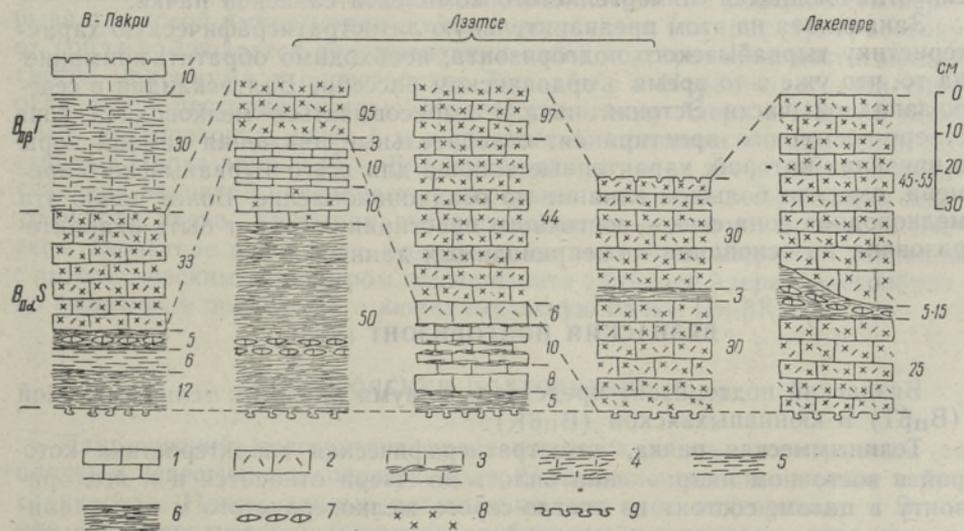


Рис. 10. Разрезы сакаской пачки ( $B_{IIa}S$ ). 1 — известняк мелкозернистый; 2 — известняк кристаллический; 3 — известняк мелкозернистый с прослоями мергеля; 4 — мергелистый известняк; 5 — глинистый сланец; 6 — мергель; 7 — линзы мелкозернистого известняка; 8 — зерна глауконита; 9 — поверхность перерыва с широкими амфораобразными норками.

текстуры), мощностью до 5—15 см, расположен в типичном кристаллическом известняке с многочисленными глауконитовыми зернами.

В обнажениях на глинте у Лээтсе такой мергелистый комплекс можно хорошо проследить в низах сакасской пачки — здесь максимальная мощность комплекса 0,73 м, но в юго-восточном направлении она резко уменьшается, и пачка скоро полностью выклинивается.

Примерно такая же картина наблюдается на о-ве Вяйке-Пакри, где в одном из разрезов вся сакасская пачка представлена только таким мергелистым комплексом мощностью до 0,55 м: здесь (снизу вверх) за зеленовато-серым мергелистым известняком со многими окаменелостями (трилобиты, граптолиты) следует серовато-зеленый глинистый сланец с бурыми мелкими ходами роющих животных и серовато-зеленый мергелистый известняк с такими же ходами роющих животных. Как в Лээтсе, так и на о-ве Вяйке-Пакри нижней границей мергелистого комплекса является типичная ровная поверхность перерыва с амфоробразными норками.

О мергелистом комплексе на острове Вяйке-Пакри упоминает уже Ф. Хюне, собравший из этих слоев трилобитов, которые были описаны Ф. Б. Шмидтом (Schmidt, 1906). Более детально этот мергелистый комплекс описан А. Эликом (Örik, 1927), назвавшим его граптолитовой сланцевой глиной. А. Элик допустил ошибку в том смысле, что он на о-ве Вяйке-Пакри отнес к граптолитовой сланцевой глине, т. е. к сакасской пачке ( $V_{II}aS$ ), также и вышележащий мергелистый комплекс телиныммеского подгоризонта ( $V_{II}bT$ ) и соответственно этому пришел к ошибочным выводам относительно литологических изменений и характера фауны в волховском горизонте. На рис. 10 приведен один из разрезов волховского горизонта с о-ва Вяйке-Пакри, который показывает, что сакасская пачка и мергелистый комплекс в ее низах четко отграничиваются от телиныммеского подгоризонта, хотя последний здесь также представлен мергелистым комплексом, но литологически и фаунистически отличающимся от мергелистого комплекса сакасской пачки.

Заканчивая на этом предварительную литостратиграфическую характеристику тырвайэского подгоризонта, необходимо обратить внимание на то, что уже в то время в ордовикском бассейне Балтоскандии в северо-западной части Эстонии начала вырисовываться мелководная зона северо-восточного простираения, колебательные движения земной коры в пределах которой, характерные вообще для всего тырвайэского времени, оказали большое влияние на осадконакопление. Более полно эта мелководная зона северо-восточного простираения может быть охарактеризована на основании нижеприводимых данных.

### ВЯЭНАСКИЙ ПОДГОРИЗОНТ ( $V_{II}b$ )

Вяэнаский подгоризонт представлен двумя пачками: телиныммеской ( $V_{II}bT$ ) и кюннапыхьяской ( $V_{II}bK$ ).

**Телиныммеская пачка**, литостратиграфическая характеристика которой в восточном направлении вплоть до Азери относится и к подгоризонту в целом, состоит из светло-серого мелкозернистого и кристаллического детритового тонкослоистого известняка, в котором зерна глауконита или отсутствуют или встречаются в незначительном количестве. Известняк переслаивается зеленовато-серым мергелем. Там, где прослой мергеля более мощные и частые, текстура пачки комковатая. Такой литологический характер пачки хорошо прослеживается, начиная с Кунда, на востоке, где ее мощность около 1 м, до Кейла-Йоа, где мощ-

ность пачки 1,25 м. Максимальная мощность — более 1,5 м — наблюдается между Юльгазе и Мязкюла. Северо-западнее линии Кейла-Йоа — Лийква мощность пачки резко падает и на п-ове Пакерорт и о-ве Вяйке-Пакри не превышает 0,6 м, а местами пачка выклинивается; отсутствует пачка и на о-ве Осмуссаар. Необходимо отметить, что убывание мощности пачки в западной части выхода начинается там, где выклинивается кальвиская пачка лангевояского подгоризонта.

Несмотря на уменьшение мощности, литологический характер пачки в общем выдерживается. Но местами верхняя часть пачки представлена толстым слоем известняка мощностью до 0,2 м, и ее поэтому часто относят к лангевояскому подгоризонту. Учитывая литологическое сходство строения этого слоя со строением нижележащих слоев известняка телиныммеской пачки, а также характер залегания лангевояского подгоризонта, вполне обоснованным является отнесение этого слоя известняка к телиныммеской пачке.

Верхняя граница телиныммеской пачки там, где на последней залегают кундаский горизонт, представлена ровной поверхностью перерыва с крупными норками зарывающихся животных. Там, где на этой пачке залегают лахепереская пачка, верхняя граница первой устанавливается частью литологически, частью же по неровной поверхности перерыва, которая прослеживается до Юльгазе, а также там, где телиныммескую пачку покрывает уже кальвиская пачка. Восточнее Юльгазе верхняя граница телиныммеской пачки отмечается лишь литологически, но легко может быть установлена благодаря значительным литологическим различиям между телиныммеской и кальвиской пачками.

В восточном направлении от Азери литологический характер вязнаского подгоризонта отличается от вышеописанного отсутствием прослоек мергеля. Лишь низы подгоризонта мощностью до 0,2 м содержат еще мергелистые прослойки. Известняк такой же светло-серый, но толсто-слоистый и местами содержит больше зерен глауконита. В средней части известняка прослеживаются отдельные неровные поверхности перерыва с полосой импрегнации желто-бурого цвета (см. рис. 1). К востоку от Тойла наблюдается доломитизация слоев подгоризонта, достигающая своего максимума в окрестностях Тывайыэ и Нарва; здесь эти слои отличаются пестроцветностью. На участке между Азери и Нарвой мощность подгоризонта менее 1 м и убывает в восточном направлении, достигая в Нарве лишь 0,40 м. Верхняя граница пачки здесь местами представлена неровной поверхностью перерыва с полосой импрегнации желто-бурого цвета. Учитывая вышеприведенные различия в литологическом характере вязнаского подгоризонта восточнее Азери, в сравнении с литологическим характером подгоризонта западнее Азери, целесообразно выделить в пределах его **кюннапыхьяскую пачку** (В<sub>II</sub>βК).

### ЛАНГЕВОЯСКИЙ ПОДГОРИЗОНТ (В<sub>II</sub>γ)

Лангевояский подгоризонт прослеживается вдоль всего выхода, за плотным известняком, содержащим в большом количестве мелкие зерна глауконита. Новые данные показывают, что этот подгоризонт в Эстонии характеризуется большим разнообразием, и в пределах него целесообразно выделить две значительно отличающиеся друг от друга пачки — кальвискую (В<sub>II</sub>γК) и лахеперескую (В<sub>II</sub>γL).

Лангевояский подгоризонт прослеживается вдоль всего выхода, за исключением отдельных мест в северо-западной полосе распространения тойлаского горизонта, в частности на о-вах Вяйке- и Суур-Пакри.

Мощность подгоризонта в районе от Нарвы до Ныммеvesки колеблется в пределах 0,8—0,5 м, а западнее Ныммеvesки не достигает 0,5 м; местами подгоризонт здесь отсутствует.

**Кальвиская пачка** (V<sub>11</sub>К) сложена в основном толстослоистым серым и зеленовато-серым мелкозернистым до мелкокристаллического детритовым известняком, содержащим в большом количестве мелкие зерна глауконита. Встречаются редкие слабовыраженные неровные поверхности перерыва. Между Сытке и Ныммеvesки верхняя часть пачки сложена падаским оолитовым известняком (см. ниже). В окрестностях Сытке и Нарвы верхняя четверть пачки содержит в незначительном количестве зерна глауконита.

Нижняя граница пачки восточнее Азери представлена неровной поверхностью перерыва с полосой импрегнации желто-бурого цвета. В районе между Азери и Ягала эта граница проводится на основании литологических различий соприкасающихся пачек, а начиная от Ягала к западу она представлена опять неровной поверхностью перерыва, но уже с фосфоритной импрегнацией. Верхняя граница пачки там, где она не покрыта лахепереской пачкой, совпадает с верхней границей волховского горизонта (см. стр. 66). Мощности пачки без падаского оолитового известняка лишь в Нарве достигает 0,8 м, в остальных местах, западнее Нарвы и до Ныммеvesки включительно, она колеблется от 0,6 до 0,4 м. Западнее Ныммеvesки мощность пачки быстро убывает, а содержание глауконитовых зерен в ней в то же время увеличивается. В окрестностях Маарду и Иру мощность пачки составляет всего 5—3 см. Еще западнее, до Мяэкюла и Калласте, пачку можно наблюдать между телиныммеской и лахепереской пачками лишь в виде незначительных фрагментов.

**Падаский оолитовый известняк** имеет такой же литологический характер, как и остальная часть пачки. Различие состоит в том, что в известняке содержится мало глауконитовых зерен, но для него характерны небольшие оолиты бурого железняка неправильной формы, ядром которых в большинстве случаев являются зерна глауконита. Этот оолитовый известняк установлен на востоке в окрестностях Сытке и прослеживается в западном направлении до Ныммеvesки. В районе между Сытке и Сака мощность известняка сильно колеблется, местами он отсутствует; между Сака и Кунда мощность известняка более устойчива и колеблется в пределах 10—20 см. Нижней границей известняка везде является неровная поверхность перерыва с полосой импрегнации желто-бурого цвета. В известняке местами встречаются единичные плоские гальки неправильной формы, с интенсивной импрегнацией желто-бурого цвета, состоящие из нижележащего известняка (рис. 11). Верхняя граница известняка представлена типичной неровной поверхностью перерыва на верхней границе волховского горизонта. Падаский оолитовый известняк до сих пор относили к нижнему оолитовому известняку кундаского горизонта — к вокасской пачке, что, как выяснилось, является ошибочным.

**Ляхепереская пачка** (V<sub>11</sub>L) установлена в обнажениях лишь в полосе северо-восточного простираения между Иру и Пальдиски. Мощность пачки в более широкой, юго-восточной части этой полосы не превышает 20 см, местами она здесь отсутствует. Лишь в северо-западной, узкой части полосы (Лийква — Лээтсе) мощность ее увеличивается в отдельных местах до 0,5 м. Но и в этом случае пачка местами отсутствует, и кундаский горизонт залегает непосредственно на вязнасском подгоризонте. С изменением мощности меняется и литологический характер пачки. В окрестностях Иру и Таллина, а также западнее их ляхепереская пачка залегает на кальвиской пачке, что свидетельствует о ее бо-

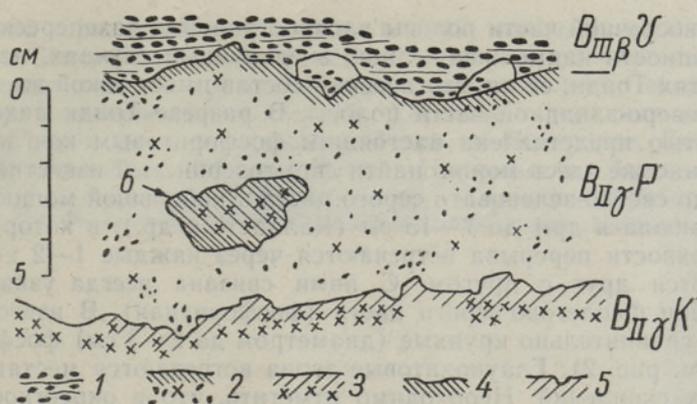


Рис. 11. Падаский оолитовый известняк ( $V_{II}YR$ ) в разрезе Онтика. 1 — известняк серый, мергелистый, со многими мелкими оолитами ( $V_{III}BV$ ); 2 — известняк серый, кристаллический, с большим количеством мелких оолитов неправильной формы и редкими зернами глауконита ( $V_{II}YR$ ); 3 — известняк зеленовато-серый, мелкокристаллический, с многочисленными мелкими зернами глауконита ( $V_{II}YK$ ); 4 — неровная поверхность перерыва с полосой импрегнации желто-бурого цвета; 5 — неровная поверхность перерыва с полосой импрегнации серовато-фиолетового цвета; б — галька из известняка со значительным содержанием зерен глауконита ( $V_{II}YK$ ), импрегнированная железистыми соединениями желто-бурого цвета.

лее молодом возрасте. В остальных местах она залегает на телиныммеской пачке. Лахеперская пачка перекрывается в Иру вокаской пачкой кундаского горизонта и отделена от последней типичной поверхностью перерыва на верхней границе волховского горизонта. Это указывает, что пачка, без сомнения, входит в волховский горизонт. В остальной части над лахеперской пачкой залегает пакриская пачка, в отдельных местах также и алуояский подгоризонт кундаского горизонта, с которым она граничит ровной поверхностью перерыва. Лахеперская пачка встречается не только там, где пакриская пачка имеет наименьшую мощность, но и там, где последняя достигает значительной мощности.

В северо-западной части полосы распространения лахеперской пачки, где ее мощность наибольшая, она состоит из зеленовато-серого скрытозернистого известняка. Обычно известняк не содержит зерен глауконита, но иногда в нем встречаются скопления последних. Окаменелости в известняке в основном отсутствуют, но местами встречаются, в частности, в виде скорлупок *Acritis*. Характер лахеперской пачки очень пестрый. Вмятый в известняк материал пакриской пачки не имеет с ним четких границ, обе породы смешаны на контактах; это говорит о том, что пакриский песчаник был вмят в лахеперский известняк до его окаменения. Вместе с пакриским песчаником в лахеперский известняк попали и фосфоритовые гальки, туда могли попасть и окаменелости пакриской пачки — все это необходимо учитывать при изучении этой своеобразной породы в разрезе волховского горизонта в пределах Эстонии. В лахеперском известняке местами имеются тонкие ходы роющих животных, заполненные бурым песчаным материалом пакриской пачки. Такой характер имеет лахеперская пачка, например, в Лахепере, Кейла-Йоа, Лийква, Суурупи и др.

В юго-восточной части полосы распространения лахепереской пачки, где ее мощность наименьшая, лишь в единичных случаях, например в окрестностях Тонди, ее литологический состав имеет такой же характер, как и в северо-западной части полосы. В разрезе Тонди лахепереская пачка частью представлена настоящим фосфоритовым конгломератом. Обыкновенно же здесь можно найти скрытозернистый известняк светло-зеленого до светло-зеленовато-серого цвета и небольшой мощности — от 2—3 (Мяэюла и др.) до 7—15 см (Калласте и др.), в котором неровные поверхности перерыва встречаются через каждые 1—2 см и часто пересекаются друг с другом. С ними связана всегда узкая полоса импрегнации фиолетово-серого цвета (фосфоритная). В известняке содержатся сравнительно крупные (диаметром до 2—3 см) фосфоритовые гальки (см. рис. 2). Глауконитовые зерна встречаются местами в виде небольших скоплений. Необходимо отметить, что в окрестностях Таллина под лахепереской пачкой иногда наблюдаются большие скопления зерен глауконита, которые, как выясняется при детальном изучении разреза, связаны со встречающимися здесь фрагментами кальвиской пачки.

Такой литологический характер лахепереской пачки говорит о быстро изменяющихся условиях осадконакопления в то время. Вышеизложенное ясно показывает, что на северо-западе Эстонии в лахепереское время условия осадконакопления были одинаковыми в северо-восточном направлении и быстро менялись в северо-западном направлении.

#### Краткая литостратиграфическая характеристика кундаского горизонта (V<sub>III</sub>)

(рис. 12).

- нижние слои «Vaginatenskalk (1)», F. Schmidt 1858.
- «Orthoceren- oder Vaginatenskalk (B<sub>3</sub>)», в Восточной Эстонии также нижние слои «Echinosphaeritenkalk (C<sub>1</sub>)», F. Schmidt 1879, 1881.
- «подъярус V<sub>III</sub>», в Восточной Эстонии также нижние слои эхиносферитового известняка (C<sub>i</sub>), В. Ламанский 1901, 1905.
- «Kunda-Formation», в Восточной Эстонии также нижние слои нижней половины «Duboviki-Formation», P. Raymond 1916.
- «Kunda lade (B<sub>3</sub>)», в Восточной Эстонии также часть нижних слоев «Aseri lade», H. Bekker 1922, 1923, 1925.
- «Vaginatium-lubjakivi», K. Orviku 1929, 1930.
- «V<sub>III</sub>» + «C<sub>1a</sub>», A. Örik 1930.
- «слои кунда (вагинатовый известняк) (B<sub>3</sub>)» и в Восточной Эстонии также нижняя часть «слоев азери», Б. С. Соколов 1951.
- кундаский горизонт, К. Орвику 1958,
- кундаский горизонт, А. Аалоз и др. 1958.

Кундаский горизонт (V<sub>III</sub>) в Эстонии представлен только двумя верхними горизонтами (V<sub>IIIβ</sub>, V<sub>IIIγ</sub>) подъяруса V<sub>III</sub> В. Ламанского (1905). В. Ламанский показал, что нижний горизонт (V<sub>IIIα</sub>) на территорию Эстонии не заходит. Кроме того, в кундаский горизонт включены те слои известняков с оолитами бурого железняка, которые в 1927 году (Orviku, 1927) были отделены от азериского горизонта под названием оолитовой зоны и в данной работе описываются в качестве напаской пачки (V<sub>IIIγN</sub>) алуояского подгоризонта. Что касается объема валастеского подгоризонта (V<sub>IIIβ</sub>), то он в восточной части выхода несколько уменьшен — часть оолитового известняка (падаский оолитовый известняк) отнесена к волховскому горизонту (см. стр. 62).

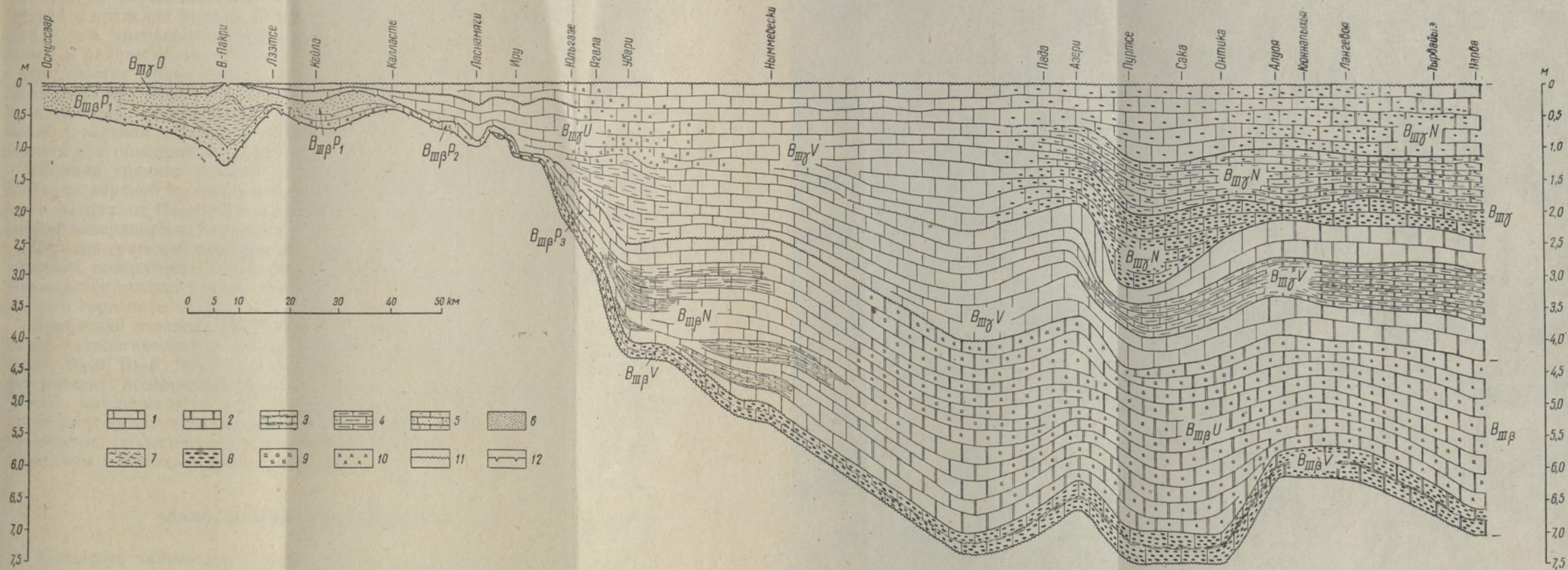


Рис. 12. Геологический разрез кундаского горизонта (V<sub>III</sub>) вдоль выхода последнего в Эстонии с востока (Нарва) на запад (о-в Осмуссаар). 1 — известняк; 2 — доломитовый известняк; 3 — известняк и доломитовый известняк с мергелистыми прослоями; 4 — мергелистый известняк; 5 — песчаный известняк; 6 — известковистый песчаник; 7 — комковатый известковистый песчаник; 8 — оолиты; 9 — зерна глауконита; 10 — фосфоритовые гальки; 11 — неровная поверхность перерыва; 12 — ровная поверхность перерыва.

Кундаский горизонт обнажается на полную мощность во многих местах обрыва Северо-Эстонского глинта и на крутых склонах долин рек, прорезывающих глинт и приглинитовую краевую полосу Северо-Эстонского плато в северном направлении. Хорошие обнажения горизонта имеются на о-вах Осмуссаар, Вяйке-Пакри, в Пакерорте, Кейла-Иоа, Телинымме, Мязюла, Таллине, Ягала, Ныммевески, Азери, Пуртсе, Онтика, Алуоя, Лангевоя, в Нарве и др. Название горизонта дано П. Раймондом (Raymond, 1916) по одному обнажению, расположенному немного восточнее г. Кунда, в котором горизонт на полную мощность не обнажается.

Литостратиграфическая характеристика кундаского горизонта основывается на изучении более 130 обнажений. Мощность кундаского горизонта в пределах выхода колеблется от 7,50 м на востоке до 0,2 м на западе, т. е. уменьшается вдоль выхода в основном в западном направлении: в районе между Нарвой и Кунда мощность горизонта 6—7,5 м, в окрестностях Убари уменьшается до 5 м, а в Ягала составляет около 2,9 м. Западнее Ягала мощность горизонта нигде, за исключением Суурупи (2,45 м), не превышает 1,5 м, во многих случаях она менее 1 м. Более детальная характеристика изменения мощностей горизонта приводится при описании подгоризонтов.

Нижняя граница кундаского горизонта, как это указывалось при описании верхней границы волховского горизонта, представлена вдоль всего выхода, от Нарвы до окрестностей Таллина, неровной, а западнее ровной поверхностью перерыва.

Верхней границей кундаского горизонта вдоль всего выхода является неровная поверхность перерыва, описанная уже ранее (Ogviik, 1940). Вдоль всего выхода кундаского горизонта на нем залегают осадки азербайджанского горизонта (C<sub>1a</sub>).

Кундаский горизонт (V<sub>III</sub>) был В. Ламанским подразделен на основании литологических и палеонтологических данных на три подгоризонта: V<sub>IIIa</sub>, V<sub>IIIβ</sub>, V<sub>IIIγ</sub>, из которых в Эстонии прослеживаются только два верхних; подгоризонт V<sub>IIIa</sub>, как на это указывал уже В. Ламанский (1905), выклинивается к востоку от Эстонии. В последующем приводится сжатая литостратиграфическая характеристика двух верхних подгоризонтов, геологические названия которым даны по их типичным обнажениям в Эстонии: валастеский (V<sub>IIIβ</sub>) и алуояский (V<sub>IIIγ</sub>).

#### ВАЛАСТЕСКИЙ ПОДГОРИЗОНТ (V<sub>IIIβ</sub>)

Мощность валастеского подгоризонта в восточной части выхода, в районе между Нарвой и Кунда, — примерно 3 м и лишь в окрестностях реки Сытке составляет около 2 м. К западу от Кунда начинается постепенное убывание мощности подгоризонта вплоть до Убари, где она достигает 2 м. Начиная от Убари, мощность подгоризонта быстро уменьшается в северо-западном направлении: в Ягала — 1 м, а в Маарду уже только около 0,1 м. Незначительные мощности подгоризонта, местами и выклинивание его наблюдаются в пределах полосы северо-восточного простираения, от Маарду до линии Тискре—Пальдиски; северо-западнее этой линии мощность подгоризонта снова увеличивается, достигая максимума в Суурупи — 2,1 м. На о-ве Осмуссаар мощность подгоризонта всего лишь 0,3 м (см. пакрискую пачку). Нижней границей подгоризонта служит поверхность перерыва, маркирующая нижнюю границу кундаского горизонта. Верхняя граница подгоризонта от Нарвы до Убари устанавливается по литологическим различиям между этим и вышележа-

щим подгоризонтом, а в Убари и к западу отсюда эта граница прослеживается в виде ровной поверхности перерыва с крупными норками зарывания и с узкой полосой импрегнации темного цвета.

Валастеский подгоризонт отличается литологическим разнообразием и поэтому в пределах его целесообразно выделить следующие литостратиграфические пачки: вокаскую ( $V_{III\beta V}$ ), утриаскую ( $V_{III\beta U}$ ), ныммевескую ( $V_{III\beta N}$ ) и пакрискую  $V_{III\beta P}$ .

Пакриская пачка подразделяется на ягалаский и калластеский известняки и суурупский известковистый песчаник.

**Вокаская пачка** ( $V_{III\beta V}$ ) сложена серым, более или менее мергелистым известняком, содержащим в большом количестве оолиты бурого железняка разной величины. Мощность пачки в восточной части выхода кундаского горизонта — 0,3—0,6 м, а к западу от Ныммевески не превышает 0,3 м. В окрестностях Иру пачка выклинивается. Здесь фрагменты ее залегают на лахепереской пачке и перекрыты на участке от Иру до Ягала пакриской пачкой. В остальной части своего распространения вокаская пачка залегают на кальвиской пачке и перекрыта утриаской пачкой. Нижняя граница вокаской пачки совпадает с нижней границей кундаского горизонта, которая, как уже отмечалось выше, повсюду представлена поверхностью перерыва. Верхняя граница пачки на участке от Нарва до Ягала является литологической: она проводится между известняком, содержащим оолиты, и известняком без оолитов. В Ягала и западнее верхняя граница пачки также представлена поверхностью перерыва. Вокаская пачка соответствует в общих чертах нижнему чечевичному слою Ф. Б. Шмидта.

В распределении и величине оолитов в пределах пачки, а также в мергелистости известняка пачки прослеживаются определенные закономерности.

В восточной части выхода пачка начинается внизу сильно мергелистым известняком, который сверху постепенно сменяется более чистым известняком. В известняке встречаются мелкие оолиты бурого железняка правильной формы. Их количество в нижней, более мергелистой части известняка очень большое и падает с уменьшением мергелистости. Необходимо отметить, что мелкие оолиты в низах вокаской пачки четко отличаются от еще более мелких оолитов неправильной формы в падаском оолитовом известняке ( $V_{III\gamma K}$ ). В низах вокаской пачки местами встречаются гальки неправильной формы, состоящие из падаского оолитового известняка или глауконитового известняка кальвиской пачки ( $V_{III\gamma K}$ ) и интенсивно импрегнированные железистыми соединениями желто-бурого цвета (рис. 13). Наиболее мергелистая — средняя часть пачки. Мергелистость колеблется в значительных пределах. В нижней части присутствуют в большом количестве оолиты средней величины, а в верхней — крупные оолиты. Верхняя часть пачки представлена доломитовым известняком; в низах его содержится еще много оолитов, количество которых сверху уменьшается.

Такое подразделение пачки на три части хорошо прослеживается в окрестностях Вока, например в обнажениях Вока, Тойла, Кюннапыхья и в других обнажениях, расположенных к востоку до Нарвы и к западу до Кунда. Конечно, литологический характер выделенных частей пачки колеблется в известных пределах, но эти части пачки всегда прослеживаются.

Между Ныммевески и Юльгазе в пределах вокаской пачки, мощность которой здесь не превышает 0,3 м, можно выделить нижнюю, менее мощную часть в виде серого известняка с многочисленными мелкими оолитами бурого железняка. Этот известняк в Юльгазе местами отсут-

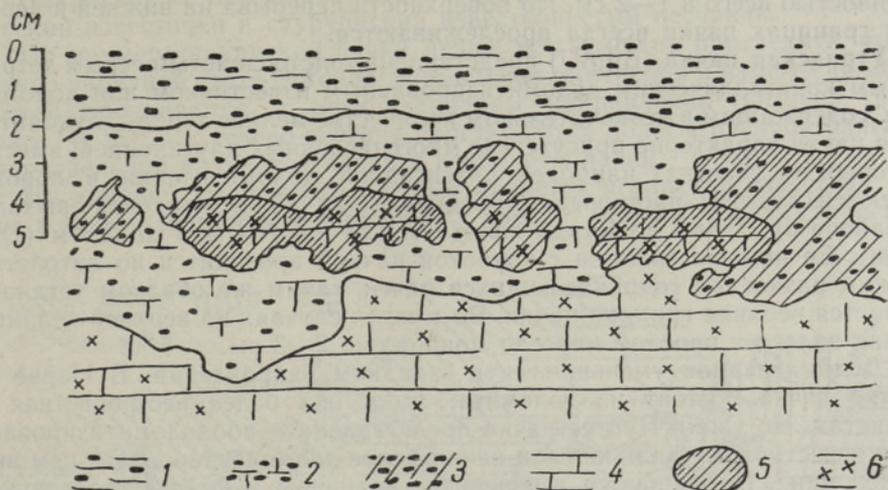


Рис. 13. Нижняя граница кундаского горизонта у деревни Азери. 1 — мергель темно-серый, со многими мелкими оолитами ( $B_{III}\beta V$ ); 2 — мергелистый известняк серый, со многими оолитами ( $B_{III}\beta V$ ), в котором встречаются гальки из серого известняка с оолитами неправильной формы ( $B_{II}\gamma P$ ) и из кристаллического известняка с зернами глауконита ( $B_{II}\gamma K$ ); 3 — известняк серый, с оолитами неправильной формы ( $B_{II}\gamma P$ ); 4 — известняк кристаллический с многочисленными зернами глауконита ( $B_{II}\gamma K$ ); 5 — импрегнация железистых соединений желто-бурого цвета, характерная для галек; 6 — зерна глауконита.

ствует. В известняке встречаются плоские, неправильной формы гальки, состоящие из известняка с зернами глауконита кальвиской пачки ( $B_{II}\gamma K$ ). Импрегнация галек — желто-бурого цвета.

Большая, верхняя часть пачки состоит из серого известняка, низы ее более мергелистые, кверху известняк становится более чистым. В низах известняка содержатся многочисленные оолиты бурого железняка: кверху их количество уменьшается, и они сменяются оолитами белого цвета. И в этом известняке, особенно в его нижней, более мергелистой части, встречаются плоские, неправильной формы гальки с импрегнацией желто-бурого цвета, состоящие или из известняка кальвиской пачки, или из известняка нижней части вокаской пачки с мелкими оолитами. Гальки имеют разную величину, наиболее крупные достигают в длину 10 см и в толщину 2—3 см. В отдельных случаях в этих гальках встречаются норки сверления типа *Trypanites*, отверстия которых расположены на нижней поверхности гальки. Это, несомненно, указывает на перенос галек движущейся водой.

Границей между нижней и верхней частью вокаской пачки в окрестностях Ягала является неровная поверхность перерыва с полосой импрегнации желто-бурого цвета. Отдельные поверхности перерыва такого же характера встречаются и в пределах верхней части пачки. Нижняя граница представлена отчетливой неровной, а верхняя — ровной поверхностью перерыва.

Общий литологический характер вокаской пачки в окрестностях Ягала указывает на ее образование в более мелководных условиях, чем в восточной части выхода. Об этом говорит и характер залегания пачки в окрестностях Иру: здесь она еще встречается, но только в виде линз,

мощностью всего в 1—2 см. Но поверхности перерыва на нижней и верхней границах пачки всегда прослеживаются.

**Утриаская пачка** ( $V_{III}\beta U$ ) представлена толстослоистым серым детритовым кристаллическим доломитизированным известняком или доломитом, содержащим в незначительном количестве мелкие зерна глауконита. Для пачки характерно присутствие многочисленных наутилоидей, вместо которых на участках наиболее интенсивной доломитизации в породе имеются пустоты растворения. Мощность пачки в пределах выхода в районе от Нарвы до Кунда колеблется от 1,6 (Сытке) до 2,8 м (Онттика). Ее нижняя граница с вокасской пачкой проводится по литологическим разностям соприкасающихся пачек, таким же образом устанавливается верхняя граница пачки. Во многих случаях на верхней границе пачки залегает прослой мергеля мощностью 2—3 см.

Доломитизация уменьшается в западном направлении. В Нарве и Сытке пачка состоит из доломита; здесь она более пестроцветная и пористая. Но уже в Пуртсе пачка представлена слабодоломитизированным известняком. Нижние слои пачки более доломитизированы, чем вышележащие. Наблюдается уменьшение величины и количества глауконитовых зерен в западном направлении. В разрезе Пуртсе известняк пачки уже характеризуется мергелистостью, имея тем самым сходство с ныммевескиской пачкой.

**Ныммевескиская пачка** ( $V_{III}\beta N$ ) сложена серым мелкозернистым детритовым известняком, частью сильно мергелистым. В разрезе Ныммевески мергелистые прослойки характерны для нижней части пачки; в разрезе Убари более или менее мергелистые прослойки прослеживаются во всей пачке. Мощность ныммевескиской пачки в Ныммевески — 2,5 м, в западном направлении уменьшается до 2,0 м (Убари). Нижняя граница ее с вокасской пачкой проводится на основе литологических различий соприкасающихся пачек. Верхняя граница известняка представлена неровной пиритизированной поверхностью перерыва с ходами роющих животных типа *Balanoglossites*, достигающими глубины 10 см. В Убари в верхах пачки прослеживаются еще 2—3 поверхности перерыва. Появление их связывает эту пачку с пакриской пачкой в разрезе Ягала. Ныммевескиская пачка распространяется в восточном направлении, вероятно, до окрестностей Кунда.

В окрестностях Ягала и дальше на северо-запад литологический характер валастеского подгоризонта, за исключением вокасской пачки, прослеживаемой только до Иру, сильно меняется, и поэтому здесь можно говорить о пакриской пачке в пределах валастеского подгоризонта.

**Пакриская пачка** ( $V_{III}\beta P$ ) характеризуется содержанием большего или меньшего количества кварцевых зерен, фосфоритовых галек, битумизацией, ровными поверхностями перерыва с норками сверлящих и зарывающихся животных, быстрой, но закономерной изменчивостью литологического характера и мощности пачки.

Нижняя граница пачки представлена ровной поверхностью перерыва с узкой полосой импрегнации темного цвета, с крупными норками зарывания и с норками сверления типа *Trypanites*. Пакриская пачка в районе Ягала—Иру залегает на вокасской пачке, дальше — на лахепереской (в Таллине и западнее Таллина), телиныммеской (Вяйке-Пакри) и на северо-западе — на сакасской пачке (Осмуссаар).

Верхняя граница пакриской пачки представлена также ровной поверхностью перерыва с узкой полосой импрегнации темного цвета и крупными норками зарывания, содержащими обычно сравнительно много пирита. Пакрискую пачку покрывает везде известняк алуояского подгоризонта.

Пакриская пачка может быть подразделена на ягалаский и калластеский известняки и суурупский известковистый песчаник.

На примере пакриской пачки лучше всего можно проследить, что в северо-западной части Эстонии фациальные изменения и изменения мощностей проявляются в северо-западном направлении (Orviku, 1940) (рис. 14, 15), а к северо-востоку простираются полосы распространения подразделений пакриской пачки и изопахиты пачки.

На крайнем юго-востоке распространяется ягалаский известняк, затем в северо-западном направлении следует полоса распространения

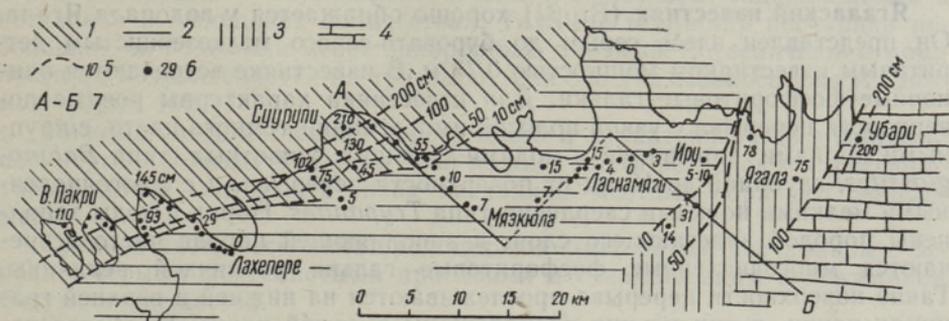


Рис. 14. Уменьшение мощности и изменение литологического облика пакриской пачки ( $V_{III}BP$ ) западнее Ягала. 1 — суурупский известковистый песчаник; 2 — калластеский известняк; 3 — ягалаский известняк; 4 — ныммескиская пачка ( $V_{III}BN$ ); 5 — изопахиты пакриской пачки; 6 — обнажение пакриской пачки и мощность последней в данном обнажении (в см); 7 — линия геологического разреза северо-восточного направления, приведенная на рис. 15.

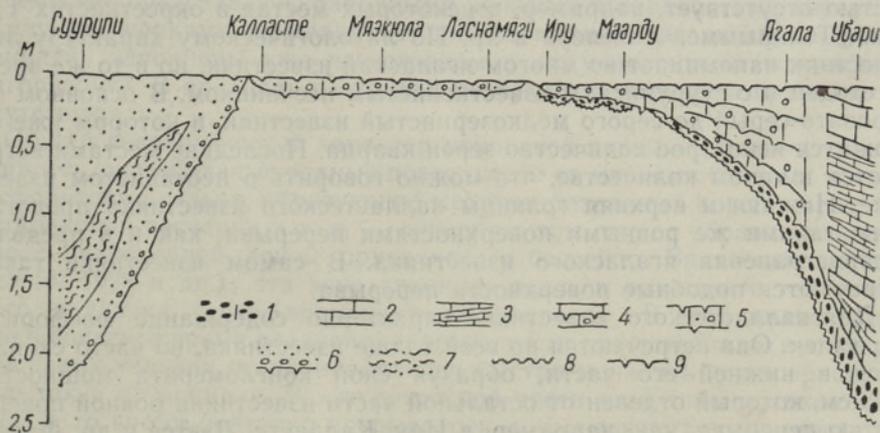


Рис. 15. Геологический разрез пакриской пачки ( $V_{III}BP$ ) северо-восточного направления (см. рис. 14). 1 — оолитовый мергелистый известняк вокаской пачки ( $V_{III}BV$ ); 2 — серый, толстослойный известняк ныммескиской пачки ( $V_{III}BN$ ); 3 — серый тонкослойный известняк ныммескиской пачки с мергелистыми прослоями ( $V_{III}BN$ ); 4 — ягалаский известняк, серый, толстослойный с ровными поверхностями перерыва, с отдельными фосфоритовыми гальками; 5 — калластеский известняк с многочисленными фосфоритовыми гальками, местами в виде фосфоритового конгломерата; суурупский известковистый песчаник; 6 — известковистый песчаник, в нижней части с фосфоритовыми гальками; 7 — комковатый известковистый песчаник; 8 — неровная поверхность перерыва; 9 — ровная поверхность перерыва.

калластеского известняка, а еще дальше на северо-запад — суурупского известковистого песчаника.

В пределах полосы распространения ягалаского известняка мощность пакриской пачки, достигающая в Ягала еще 0,75 м, быстро уменьшается в северо-западном направлении до 0,1 м. Мощность пакриской пачки в районе распространения калластеского известняка всего около 0,1 м; местами пачка даже отсутствует, а в пределах полосы распространения суурупского известковистого песчаника, северо-западнее линии Калласте—Лээтсе, мощность ее быстро увеличивается в северо-западном направлении с 0,1 до 2,10 м (Суурупи).

**Ягалаский известняк (В<sub>III</sub>βJ)** хорошо обнажается у водопада Ягала. Он представлен здесь серым до буровато-серого мелкозернистым детритовым известняком мощностью 0,75 м. В известняке встречаются одиночные фосфоритовые гальки. Для известняка характерны ровные поверхности перерыва с узкой полосой импрегнации темного цвета, с крупными норками зарывания и ходами роющих животных типа *Balanoglossites*, глубиной до 12 см от поверхности перерыва, и с многочисленными мелкими норками сверления типа *Trypanites*. Норки и ходы заполнены породой залегающего слоя; в заполняющей породе часто встречаются многочисленные фосфоритовые гальки различной величины. Такие поверхности перерыва прослеживаются на нижней и верхней границах пачки, а три из них расположены в самой пачке. Наиболее характерна из них поверхность, залегающая на 0,2 м ниже верхней границы пачки.

Ягалаский известняк в юго-восточном направлении переходит постепенно в ныммевескискую пачку, а в северо-западном направлении — в калластеский известняк.

**Калластеский известняк (В<sub>III</sub>βK)** характеризуется, как уже отмечалось выше, незначительной мощностью — около 0,1 м. Известняк полностью отсутствует, например, в некоторых местах в окрестностях Таллина, Телинымме, Лахепере и др. По литологическому характеру этот известняк напоминает во многом ягалаский известняк, но в то же время он сходен и с суурупским известковистым песчаником. В основном это буровато-серый до серого мелкозернистый известняк, в котором уже содержится некоторое количество зерен кварца. Последние местами встречаются в таком количестве, что можно говорить о песчаном известняке. Нижняя и верхняя границы калластеского известняка представлены такими же ровными поверхностями перерыва, как и в пределах распространения ягалаского известняка. В самом известняке также встречаются подобные поверхности перерыва.

Для калластеского известняка характерно содержание фосфоритовых галек. Они встречаются во всей толще известняка, но часто скопляются в нижней его части, образуя слой конгломерата мощностью 1—3 см, который отделен от остальной части известняка ровной поверхностью перерыва, как, например, в Иру, Калласте, Лээтсе и др. Фосфоритовые гальки как в калластеском известняке, так и вообще в пакриской пачке представляют собой настоящие гальки, состоящие из более древних пород, например из известняков кальвиской, лахепереской или вокаской пачек; они хорошо окатаны и имеют более или менее интенсивную полосу фосфоритовой импрегнации; гладкая поверхность их обычно темного цвета.

Калластеский известняк в Иру и Маарду залегают над оолитовым известняком вокаской пачки, что говорит о его относительно более молодом возрасте.

В северо-западном направлении калластеский известняк переходит постепенно в суурупский известковистый песчаник.

**Суурупский известковистый песчаник** ( $V_{III}\beta S$ ) встречается в обнажениях, расположенных северо-западнее линии Тискре—Телиныме—Лээсе—Пальдиски. Его мощность в северо-западном направлении быстро увеличивается до 1,0—1,5 м, а в Суурупи достигает 2,1 м. Наилучшие обнажения этого песчаника имеются на о-ве Вяйке-Пакри.

Как на это указывает уже название песчаника, он состоит из зерен кварца, сцементированных известковым материалом. Цвет песчаника — серый до бурого — обусловлен битумным веществом, содержащимся в песчанике в небольших количествах. Там, где мощность песчаника небольшая, он более или менее однородный, плотный. С увеличением мощности он подразделяется на три части, как это указывалось уже А. Эпиком (Örik, 1927).

Нижняя часть песчаника серого цвета и характеризуется значительной мергелистостью. Только в этой нижней части встречаются фосфоритовые гальки, которые в низах песчаника местами образуют конгломерат.

Средняя часть песчаника представлена комковатым песчаником с буровато-серыми мергелистыми прослоями и с наибольшим содержанием битумного вещества.

В верхней части песчаник наиболее компактный и твердый, цвет его в общем серый. Окаменелости встречаются во всей толще песчаника, но их легче всего можно собрать из более рыхлых нижней и средней частей.

На о-ве Осмуссаар суурупский песчаник обнажается в мощности от 0 до 0,4 м и представлен серым до зеленовато-серого известняком, в который вмят буровато-серый известковистый песчаник.

Нижняя и верхняя границы суурупского известковистого песчаника повсеместно представлены типичными ровными поверхностями перерыва с крупными норками зарывания. Норки зарывания, связанные с верхней границей, заполнены уже известняком и окаменелостями алуояского подгоризонта. В пределах песчаника поверхности перерыва практически отсутствуют.

Общий литологический характер пакриской пачки — незначительная мощность, своеобразные ровные поверхности со многими следами жизни, фосфоритовые гальки, образующие местами базальный конгломерат, известковистый песчаник и т. д. — говорит о том, что ее образование связано с мелководной зоной ордовикского бассейна Балтоскандии (см. Grebold, 1928 и др.); эта зона возникла здесь в результате тектонического поднятия северо-восточного направления. В этой мелководной зоне в вокаское время осадконакопление почти отсутствовало, а в пакриское время условия осадконакопления быстро менялись как в пространстве, так и во времени. В юго-восточной части этой зоны осадконакопление в то время повторно прерывалось, о чем говорят поверхности перерыва в ягаласком известняке. В центральной части мелководной зоны в пакриское время осадконакопление было наименьшим, о чем свидетельствует калластеский известняк с базальным конгломератом. В северо-западной полосе этой зоны имело место значительное накопление песка. К юго-востоку от мелководной зоны произошел быстрый переход к нормальным морским условиям осадконакопления, на что указывает отсутствие поверхностей перерыва, галек и песка в ныммевескиской пачке уже в Убари.

В пределах этой мелководной зоны северо-восточного простираения в северо-западной части Эстонии в пакриское время существовали не

только своеобразные условия осадконакопления, но распространялась и фауна, значительно отличающаяся от фауны валастеского подгоризонта, встречающейся в нормальных морских условиях того времени; уже Ф. Б. Шмидт (Schmidt, 1881) обратил внимание на то, что известняки к востоку от распространения вагинатового песчаника характеризуются типичной фауной наутилоид, в пределах же распространения этого песчаника фауна наутилоид отсутствует, но имеется характерная для этого песчаника фауна трилобитов, брахиопод и мшанок.

Охарактеризованная выше мелководная зона ордовикского бассейна в северо-западной части Эстонии оказала влияние на осадконакопление не только в валастеское, но и в волховское время, когда в пределах этой зоны изменилась форма амфораобразных норок на границе пяйтеской и сакаской пачек, местами в низах сакаской пачки образовались межформационный конгломерат и мергелистые линзы, сформировалась своеобразная лахепереская пачка лангевояского подгоризонта, выклинились частью лангевояский и вязнаский подгоризонты. Эта мелководная зона оказала влияние на осадконакопление еще и в алуояское время, как это будет показано в последующем, а также в азериское и отчасти в ласнамягиское время (Ogviku, 1940).

### АЛУОЯСКИЙ ПОДГОРИЗОНТ (В<sub>IIIУ</sub>)

Алуояский подгоризонт прослеживается во всех обнажениях кундского горизонта вдоль всего выхода последнего в Эстонии. Подгоризонт представлен серым известняком, литологические различия которого настолько велики, что целесообразно в пределах его выделить валгейёзскую (В<sub>IIIУV</sub>), напаскую (В<sub>IIIУN</sub>), убарискую (В<sub>IIIУU</sub>) и осмуссаарскую (В<sub>IIIУO</sub>) пачки.

Нижняя граница алуояского подгоризонта была охарактеризована уже при описании валастеского подгоризонта; характеристика верхней границы, представленной везде поверхностью перерыва, дана при описании азериского горизонта (Ogviku, 1940).

Мощность алуояского подгоризонта в районе между Нарвой и Кунда колеблется от 4,5 (Пуртсе) до 3,6 м (Азери); в окрестностях между Ныммевески и Убари мощность подгоризонта еще около 2,5 м, а, начиная с Убари, к северо-западу быстро уменьшается — в окрестностях Таллина она 1,0—0,5 м, северо-западнее линии Тискре—Телинымме—Лакхепере менее 0,3 м, и в некоторых местах на п-ове Пакрерорт и о-ве Вяйке-Пакри подгоризонт выклинивается.

**Валгейёзская пачка** (В<sub>IIIУV</sub>) образует на участке между Нарвой и Азери нижнюю часть алуояского подгоризонта мощностью 1,9—1,35 м и представлена серым, более или менее мергелистым мелкозернистым до мелкокристаллического детритовым известняком, который в восточной части (Сытке—Нарва) доломитизирован и в связи с этим слегка пестроцветен. Большой мергелистостью характеризуется средняя часть пачки; нижняя и верхняя части пачки более компактные. В пачке часто встречаются наутилоидеи. Верхняя граница пачки устанавливается легко, так как залегающий выше известняк напаской пачки содержит в большом количестве оолиты бурого железняка правильной формы. Серый известняк валгейёзской пачки в районе между Нарвой и Азери, где он по мергелистости подразделяется на три части и образует нижнюю часть алуояского подгоризонта, целесообразно назвать йоаоруским известняком.

Начиная с окрестностей Кунда валгейвэская пачка представляет весь алуояский подгоризонт. До Убари пачка сложена более или менее однородным серым мелкозернистым до мелкокристаллического детритовым известняком, содержащим многочисленные наутилоидеи и моллюски. Наблюдаются некоторые неясные поверхности перерыва, в частности в низах пачки. Мощность пачки уменьшается с 4 м в окрестностях Кунда до 2,5 м в окрестностях Ныммеветски. Нижняя и верхняя границы ее представлены неровными поверхностями перерыва.

На пространстве между Убари и линией Тискре—Телинымме—Лахепере, где мощность алуояского подгоризонта уменьшается с 2,5 до 0,3 м, этот подгоризонт имеет некоторые своеобразные черты и поэтому здесь целесообразно говорить об **убариской пачке** (VшшU). Последняя представлена в общем серым мелкозернистым до мелкокристаллического детритовым известняком, весьма плотным и толстослоистым. Четкой неровной поверхностью перерыва пачка подразделяется на две части, которые литологически отличаются друг от друга: нижняя часть более темного цвета и содержит больше окаменелостей, в частности наутилоидей, верхняя же часть более светлая и содержит меньше окаменелостей. Мощность нижней части уменьшается в северо-западном направлении с 1,9 (Убари) до 0,18 м (Калласте); в окрестностях Убари и Ягала, а также местами в окрестностях Таллина и Калласте в известняке рассеяны мелкие зерна глауконита, в двух последних местах в нем встречаются в ограниченном количестве и оолиты. Мощность верхней части убариской пачки уменьшается в том же направлении, что и мощность ее нижней части: в Убари — 0,65, а в Калласте — 0,15 м. Известняк убариской пачки в пределах кундаского горизонта в окрестностях Таллина известен по работам второй половины XIX века как настоящий вагинатовый известняк.

**Осмуссаарская пачка** (VшшO) является непосредственным продолжением алуояского подгоризонта в северо-западном направлении от линии Тискре—Телинымме—Лахепере и имеет в своем литологическом строении много общего с убариской пачкой. Несмотря на незначительную мощность пачки — в большинстве случаев менее 0,2 м, — в пределах ее вплоть до о-ва Осмуссаар прослеживается нижняя часть более темного цвета и верхняя часть более светлого цвета, которые разделены друг от друга четкой поверхностью перерыва. Пачка представлена в общем серым до зеленовато-серого детритовым известняком, в котором, несмотря на незначительную мощность его, везде встречаются наутилоидеи и моллюски. Отличительной чертой осмуссаарской пачки, в сравнении с убариской пачкой, является содержание в ней кварцевых зерен, местами в таком количестве, что правильнее было бы говорить уже о песчанистом известняке. В связи с уменьшением мощности в осмуссаарской пачке увеличивается число поверхностей перерыва. Примером этого может служить разрез на о-ве Осмуссаар, где в ней имеется ряд неровных поверхностей перерыва с узкой полосой импрегнации темного цвета (см. рис. 3).

Выше уже отмечалось, что осмуссаарская пачка, или алуояский подгоризонт, местами выклинивается. Имеются разрезы, в которых отсутствует или нижняя часть пачки, или ее верхняя часть. Остатки песчанистого известняка пачки сохранилась местами только в норках поверхности перерыва, образующей верхнюю границу пакриской пачки. Эти остатки песчанистого известняка отграничены от азериского горизонта типичной поверхностью перерыва.

Вышеприведенное показывает, что особенно интенсивное уменьшение мощности алуояского подгоризонта, его обогащение кварцевыми зерна-

ми и появление новых поверхностей перерыва в его пределах происходит в той же мелководной зоне ордовикского бассейна северо-восточного простираения в северо-западной Эстонии, в пределах которой образовалась пакриская пачка.

Стратиграфическая интерпретация слоев кундаского горизонта в полосе распространения убариской и осмуссаарской пачек, как было показано в вводной части данной статьи, дана по-разному: В. Ламанский (1905) утверждал, что западнее Таллина, т. е. там, где отсутствует нижний чечевичный известняк, или вокаская пачка ( $V_{III\gamma V}$ ), кундаский горизонт ( $V_{III}$ ) представлен только алуояским подгоризонтом ( $V_{III\gamma}$ ). А. Эпик (Õrik, 1927), наоборот, считал, что в этом районе алуояский подгоризонт отсутствует и кундаский горизонт представлен только валастеским подгоризонтом ( $V_{III\beta}$ ).

Описанные выше общие черты литостратиграфического строения валастеского и алуояского подгоризонтов показывают, что оба подгоризонта хорошо прослеживаются везде, где они не выклиниваются, и хорошо различаются по литологическим признакам. Поэтому упомянутые выше выводы В. Ламанского и А. Эпика следует признать ошибочными.

**Напасская пачка** ( $V_{III\gamma N}$ ) образует верхнюю часть алуояского подгоризонта в восточной части выхода последнего в районе между Нарвой и Азери. Пачка состоит из серого, более или менее мергелистого до мелкокристаллического детритового известняка, который в восточной части (Сытке—Нарва) доломитизирован и в связи с этим слегка пестроцветен, т. е. по литологическому характеру она имеет значительное сходство с валгейёвской пачкой. Различие между ними заключается в том, что во всех слоях напасской пачки присутствуют в большем или меньшем количестве оолиты бурого железняка. Это и дало повод считать эти слои — оолитовый известняк — самостоятельной литостратиграфической единицей (Orviku, 1927) и отнести ее к кундаскому горизонту (Orviku, 1929).

Мощность напасской пачки колеблется от 2,4 (Нарва, Онтика) до 1,8 м (Алуоя, Азери) и только в Пуртсе достигает 3,15 м. Нижняя граница устанавливается литологически: напасская пачка начинается внизу хорошо выраженным оолитовым известняком. Верхней границей пачки служит неровная поверхность перерыва между кундаским и азерским горизонтами. По содержанию и характеру оолитов, а также по мергелистости пачка подразделяется на три части. Нижняя часть ее менее мергелистая, оолиты в ней более крупные и правильной формы, их количество больше, чем в остальной части пачки. Средняя часть пачки характеризуется значительной мергелистостью, оолиты в ней мельче, неправильной формы и количество их меньше. Верхняя часть пачки представлена более чистым известняком; количество оолитов в ней сильно колеблется от слоя к слою.

Оолитовый известняк напасской пачки до 1927 года ошибочно относили к вышележащему азерскому горизонту, от которого он отличается как литологически, так и фаунистически. В пользу отнесения его к алуояскому подгоризонту говорит и соотношение этой пачки с валгейёвской пачкой: последняя там, где прослеживается напасская пачка, образует только нижнюю половину алуояского подгоризонта, западнее же Азери, где в пределах последнего оолитовый известняк напасской пачки отсутствует, мощность валгейёвской пачки сильно увеличивается, и она представляет здесь весь алуояский подгоризонт. Это указывает, что напасская пачка в западном направлении не выклинивается, а литологический характер соответствующих слоев быстро изменяется — выпадают оолиты.

В вышеизложенном на основе фактического материала, собранного в обнажениях Северной Эстонии, охарактеризована в общих чертах многообразная картина литологического строения волховского и кундаского горизонтов в Эстонии, указывающая на быстро изменяющиеся условия осадконакопления как в пространстве, так и во времени. При этом не представилось возможным привести здесь весь имеющийся в нашем распоряжении фактический материал, а также затронуть ряд вопросов, касающихся условий осадконакопления и палеогеографии. Это будет сделано в дальнейшем. Но можно надеяться, что и приведенные данные помогут лучше ориентироваться в геологии описанных выше горизонтов, в частности при изучении фауны этих горизонтов.

### Осадочные жилы в волховском и кундаском горизонтах

Литостратиграфическая характеристика волховского и кундаского горизонтов не будет достаточно полной, если мы не остановимся коротко также на осадочных жилах, которые встречаются в пределах вышеназванных горизонтов в некоторых местах на северо-западе Эстонии. Эти жилы, со своей стороны, указывают на своеобразии условий осадконакопления в онтикаском веке в северо-западных районах Эстонии.

Осадочные жилы на о-ве Осмуссаар упоминаются уже Э. Эйхвальдом (Eichwald, 1840a, 1840b), который описывает отсюда заполненные песчаником трещины в глауконитовом известняке, т. е. в волховском горизонте. Они описываются также А. Озерским (1844) и более детально Д. Соколовым (1844). Как и Озерский, Д. Соколов объяснял образование трещин в глауконитовом известняке поднятием слоев последнего и вторжением в эти трещины вышелегавшего, еще не затвердевшего песчанистого материала, т. е. песчаника пакриской пачки.

Только лишь в 1927 году А. Эпик (Õrik, 1927) снова описывает эти осадочные жилы. Он отмечает, что трещины в слоях глауконитового известняка заполнены рогэским песчаником и что такие трещины распространяются и в слоях азерского горизонта. Образование этих трещин-жил он объяснял землетрясением и соответственно говорил о трещинах землетрясения.

Изучение литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов в 20-х и 30-х годах дало возможность изучить более детально и эти «трещины землетрясения», строение которых оказалось несколько иным, чем представлялось до сих пор.

Во всех случаях наблюдений трещины были заполнены осадочными породами и поэтому можно вполне обоснованно говорить об осадочных жилах.

Осадочные жилы в волховском и кундаском горизонтах установлены в северо-западной части Эстонии в мелководной полосе ордовикского бассейна северо-восточного направления, на своеобразное строение которой обращалось внимание при описании литостратиграфии этих горизонтов. Наиболее хорошо эти жилы обнажаются на о-ве Осмуссаар, но установлены также на о-вах Суур- и Вяйке-Пакри, на п-ове Пакерорт, в Кейла-Йоа, Мяэкюла. Можно говорить о двух типах этих осадочных жил.

Один из этих типов осадочных жил можно назвать пакриским типом, так как они более часто встречаются на о-ве Вяйке-Пакри. Здесь можно найти крутонаклонные жилы, пересекающие известняки телиныммеской и сакаской пачек на глубине до 1 м. Ширина жил небольшая — от 1 до 9 см, при этом быстро меняется, и в разрезе жила как бы состоит из

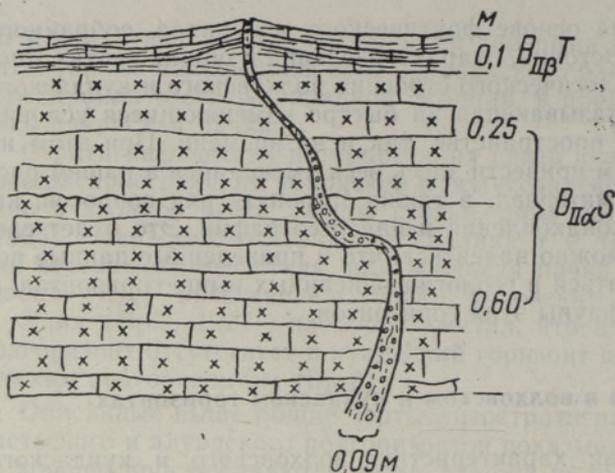


Рис. 16. Пакриский тип осадочных жил, пересекающих слои телиниммеской ( $V_{II\beta T}$ ) и сакаской ( $V_{II\alpha S}$ ) пачек. Остров Вьяке-Пакри.

отдельных плоских вогнутых линз (рис. 16). Эти жилы заполнены частью зеленовато-серым мелкокристаллическим известняком со слабым раковистым изломом; в известняке рассеянно встречаются зерна глауконита, кристаллы пирита, мелкие фосфоритовые гальки и обломки створок *Acritis*. Частью же жилы заполнены тонкослоистым серым скрытозернистым известняком, в котором находятся в большом количестве зерна глауконита, кристаллы пирита, мелкие фосфоритовые гальки, обломки створок брахиопод, в частности *Acritis*. Пирит местами сконцентрирован на поверхностях слоев, образуя тонкие прослои. Породы, заполняющие жилы, резко отличаются от пород, в которых жилы встречаются, но во многом напоминают известняк лахепереской пачки. Последний в обнажениях о-ва Вьяке-Пакри не встречается. Вероятно, трещины в телиниммеской и сакаской пачках образовались и были заполнены породой в лахепереское время. По характеру текстуры пород, заполняющих жилы, можно предполагать, что расширение трещин и заполнение их происходило в несколько этапов. Такого типа жилы установлены и в Кейла-Йоа. В некоторых случаях в этих жилах встречается также известковистый песчаник пакриской пачки; это говорит о том, что соответствующие трещины продолжали расширяться и заполняться еще и в пакриское время.

Другой тип осадочных жил можно назвать осмуссаарским, так как они хорошо прослеживаются на о-ве Осмуссаар, но известны также на о-ве Суур-Пакри и в обнажениях глинта у Лээтсе.

На о-ве Осмуссаар осадочные жилы прослеживаются на подножии невысокого абразионного обрыва и в некоторых местах в самом обрыве. Они распространяются здесь неравномерно и только в пределах узких полос встречаются чаще; в последнем случае они более широкие — до 2 м, но обычно 0,5—0,2 м. В промежуточных полосах жилы встречаются редко; их ширина там достигает всего нескольких сантиметров. Простирание жил разное, и, скрещиваясь, они образуют многоугольники неправильной формы.

Заполняющая жилы порода значительно отличается от породы суурупиской пачки на о-ве Осмуссаар: она представлена смятым темно-бурым до черно-серого известковистым песчаником. Песчаник жил часто напоминает брекчию, так как в нем встречаются обломки пород тырвайыэского ( $V_{II\alpha}$ ), валастеского ( $V_{III\beta}$ ), а также алуояского ( $V_{III\gamma}$ ) подгоризонтов. В жильной породе встречаются и значительной величины

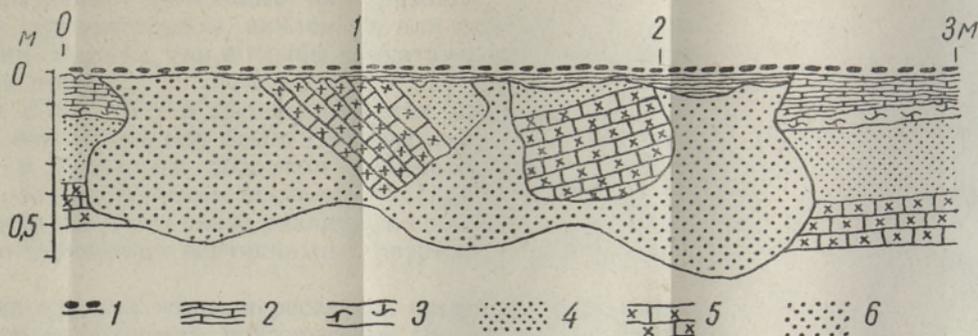


Рис. 17. Осмуссаарский тип осадочных жил. Остров Осмуссаар. 1 — оолитовый известняк азериского горизонта ( $C_{Ia}$ ); 2 — песчаный известняк верхней части алуояского подгоризонта ( $B_{III\gamma}$ ); 3 — песчаный известняк нижней части алуояского подгоризонта ( $B_{III\delta}$ ); 4 — известковый песчаник валастеского подгоризонта ( $B_{III\beta}$ ); 5 — известняк с зернами глауконита тырвайвэского подгоризонта ( $B_{II\alpha}$ ); 6 — известковый песчаник осадочной жилы.

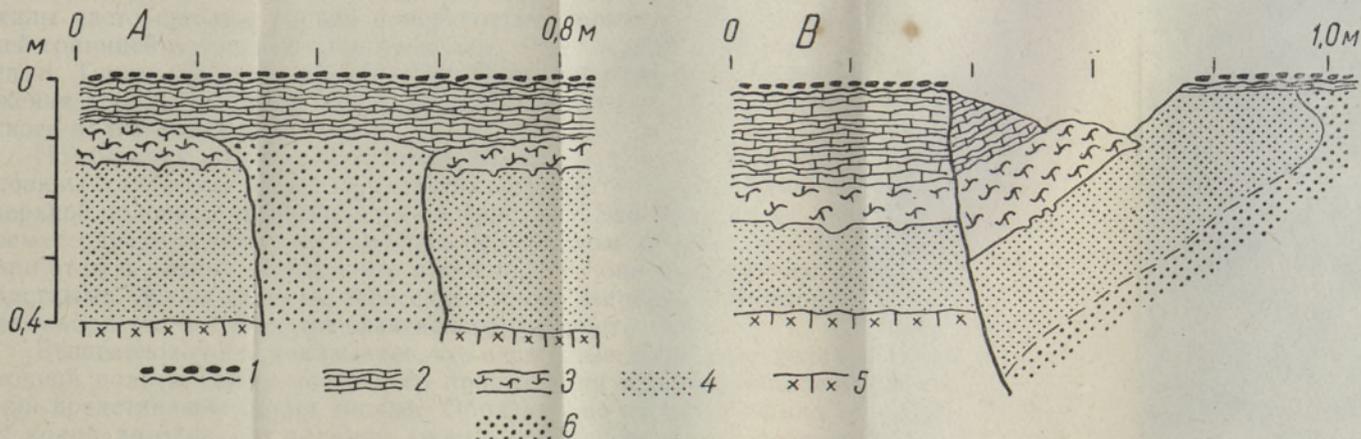


Рис. 18. Осмуссаарский тип осадочных жил. Остров Осмуссаар. Условные обозначения см. на рис. 17.

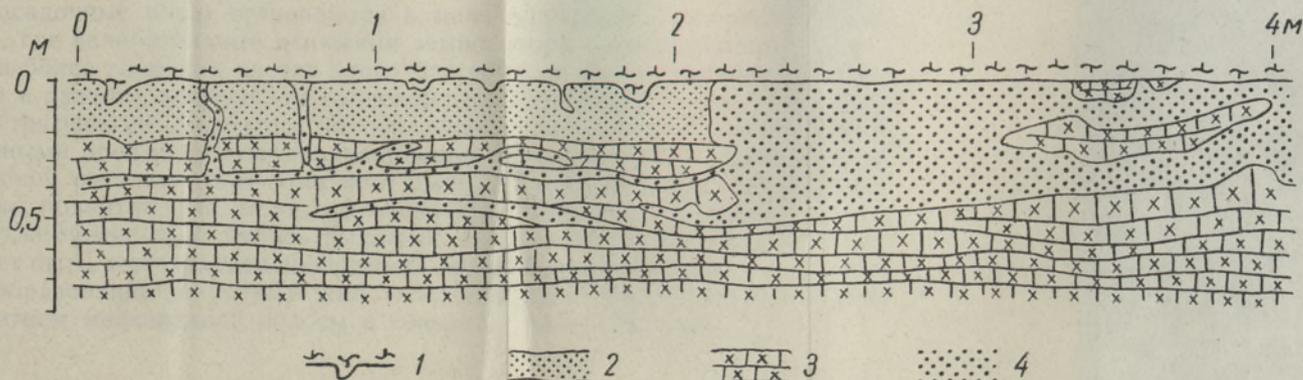


Рис. 19. Осмуссаарский тип осадочных жил. Глинт у Лээтсе. 1 — песчаный известняк нижней части алуояского подгоризонта ( $B_{III\delta}$ ); 2 — известковый песчаник валастеского подгоризонта ( $B_{III\beta}$ ); 3 — известняк с зернами глауконита тырвайвэского подгоризонта ( $B_{II\alpha}$ ); 4 — известковый песчаник осадочной жилы.

глыбы пород, слагающих названные подгоризонты; эти глыбы находятся в жилах в горизонтальном, наклонном или вертикальном залегании (рис. 17). Как обломки, так и глыбы неокатаны, они четко отграничены от жильной породы.

В литературе (Örik, 1927 и др.) указывается, что жилы на о-ве Осмуссаар, откуда они до сих пор были известны, секут слои волховского горизонта ( $V_{II}$ ) и заполнены породами вышезалегающего кундаского горизонта ( $V_{III}$ ), точнее рогэским песчаником ( $V_{III\beta}$  по А. Эпику, 1927). В действительности же жилы секут различные по возрасту слои, как это хорошо видно по зарисовкам вертикальных разрезов этих жил (рис. 17, 18 и 19).

Почти во всех случаях жилы пересекают, кроме слоев волховского горизонта, и слои валастеского подгоризонта ( $V_{III\beta}$ ). Жилы на глинте у Лээтсе (рис. 19) не секут всей толщи волховского горизонта, а лишь верхнюю, примерно полуметровую часть сакаской пачки ( $V_{IIaS}$ ). На о-ве Осмуссаар жилы в большинстве случаев секут все слои волховского горизонта, мощность которого здесь только 0,5 м, и некоторые узкие жилы встречаются даже в верхней части лээтсеского горизонта ( $V_I$ ). Но на о-ве Суур-Пакри жилы секут пакрискую пачку и не заходят в волховский горизонт. Как на о-ве Осмуссаар, так и в Лээтсе и Суур-Пакри жилы часто срезаны ровной поверхностью перерыва, являющейся нижней границей алуояского подгоризонта, — последний и залегает над жилами. Таким образом, встречаются жилы, образовавшиеся после отложения пород пакриской пачки ( $V_{III\beta P}$ ), но до отложения пород алуояского подгоризонта.

Но имеются разрезы, в которых жилы секут также слои нижней половины алуояской пачки, а в других случаях — также почти все слои верхней половины алуояской пачки (рис. 18). Это показывает, что жилы осмуссаарского типа образовались в основном в алуояское время, но при этом в разные этапы этого времени, т. е. они не являются одновозрастными. Жилы нигде не пересекают слоев азерского горизонта ( $C_{Ia}$ ), не говоря уже о слоях ласнамягиского горизонта ( $C_{Ib}$ ).

Вышеизложенное показывает, что осадочные жилы в пределах мелководной полосы северо-восточного простираня в северо-западной Эстонии представлены двумя типами. Образование их происходило начиная с конца волховского времени (жилы пакриского типа) до алуояского времени включительно, но не позднее. Образование осадочных жил осмуссаарского типа связано в основном с алуояским, а не с валастеским временем, как это полагал А. Эпик (Örik, 1927). Так как указанные осадочные жилы встречаются в мелководной полосе ордовикского моря, где колебательные движения земной коры играли большую роль, чем в более глубоких частях этого бассейна, и их возникновение относится к разному времени, то происхождение этих жил нельзя объяснить землетрясениями. Вероятно, их образование находится в связи с более обычными процессами осадконакопления в мелководной зоне. Основной причиной возникновения этих жил были, по всей вероятности, тектонические поднятия дна моря, обусловившие образование трещин, которые уже позже заполнялись рыхлыми, вновь накапливающимися, частью, может быть, в результате подводных оползней, осадками. Во всяком случае образование осадочных жил тесно связано с общим геологическим развитием мелководной полосы в северо-западной Эстонии.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аалое А. и др. 1958. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Ин-т геологии АН ЭССР. Таллин.
- Бок И. 1869. Геологическое описание нижнесилурийской и девонской системы С.-Петербургской губ. Материалы для геологии России, т. 1.
- Вишняков С. Г. и Геккер Р. Ф. 1937. Следы размыва и внутрислоевые нарушения в глауконитовых известняках нижнего силура Ленинградской области. ЦНИГРИ. Юбилейный сборник к 45-летию научной деятельности Н. Ф. Погребова.
- Гольм Г. 1884. Сравнение шведских и восточно-балтийских силурийских и послетретичных отложений, основанное на геологических экскурсиях в Эстляндской, Лифляндской и С.-Петербургской губерниях в 1883 и 1884 гг. Изв. Геол. ком., т. III.
- Ламанский В. 1899. Успехи изучения кембрийских и силурийских отложений России (1896—1897 гг.). Ежегодник по геологии и минералогии России, т. III, вып. 9.
- Ламанский В. 1901. Исследования в области балтийско-ладожского глинта летом 1900 г. Изв. Геол. ком., т. 20.
- Ламанский В. 1905. Древнейшие слои силурийских отложений России. Труды Геол. ком., новая серия, вып. 20.
- Озерский А. 1844. Геогностический очерк северо-западной Эстляндии. Горный журнал, ч. 2, кн. 5.
- Орвику К. 1958. О литостратиграфии тойлаского и кундаского горизонтов в Эстонии. Тезисы докладов научной сессии. Инст. геологии АН ЭССР. Таллин.
- Соколов А. 1844. Геологическая поездка по остзейским губерниям. Горный журнал, ч. 1, кн. 3.
- Соколов Б. С. 1951. Табуляты палеозоя Европейской части СССР, ч. 1. Ордовик западного Урала и Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 48.
- Andersson, J. G. 1896. Über cambrische und silurische phosphoritführende Gesteine aus Schweden. Bull. Geol. Inst. Upsala, B. II.
- Bekker, H. 1922. Ülevaade Eesti ordovitsiumi ja siluri kohta käivatest uurimistest. Loodus, nr. 3, 4.
- Bekker, H. 1923. Ajaloolise geoloogia õpperaamat. K/Ü Loodus. Tartu.
- Bekker, H. 1925. Lühike ülevaade Eesti geoloogiast. Koguteos «Eesti». Tartu.
- Eichwald, Ed. 1840. Kurze Anzeige einer geognostischen Untersuchung Ehistlands und einiger Inseln der Ostsee. Die Urwelt Russlands, Heft. 1. St.-Petersburg.
- Engelhardt, M. und Ulprecht, E. 1830. Umriss der Felsstruktur Liv- und Ehistlands. Karstens Archiv, Bd. II.
- Frebald, H. 1928. Grundzüge im Charakterbilde der epirogenen Bewegungen Skandinaviens und des Baltikums im Kambro-Silur. Geol. Rundschau, Bd. 19.
- Heim, Arn. 1924. Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundschau, Bd. 15.
- Helmersen, G. 1861. Die geologische Beschaffenheit des untern Narovathals und die Versandung der Narovamündung. Bull. Acad. Sci. St.-Petersb., t. 3.
- Holm, G. 1886. Bericht über geologische Reisen in Estland, Nord-Livland und im St.-Petersburger Gouvernement in den Jahren 1883 und 1884. Verhandl. der Kaiserl. Mineral. Gesellschaft, N. S. 22.
- Huene, F. 1904. Geologische Notizen aus Öland und Dalarne. Centralbl. Miner., Geol. und Paläontol. Stuttgart.
- Kupffer, A. 1870. Ueber die chemische Constitution der baltisch-silurischen Schichten. Arch. Naturk. Liv-, Ehist- und Kurl. Ser. I, Bd. 5.
- Lagorio, A. 1876. Mikroskopische Analyse ostbaltischer Gebirgsarten. Arch. Naturk. Liv-, Ehist- und Kurl. Ser. I, Bd. 7.
- Orviku, K. 1927. Beiträge zur Kenntnis der Aseri- und der Tallinna-Stufe in Eesti I. Acta Univ. Tartu. A. XI<sub>6</sub>.
- Orviku, K. 1929. Uhaku Kirde-Eesti karstiaala stratigraafiast ja geomorfoloogiast. — Der Uhaku. Zur Stratigraphie und Geomorphologie des NO-estnischen Karstgebietes. Sitzungsber. Naturforsch. Gesellsch. Univ. Tartu, 35.
- Orviku, K. 1930. Der Asaphiden-Kalkstein (Ordovizium) in Bohrloch von Lagedi (Eesti). Sitzungsber. Naturforsch. Gesellsch. Univ. Tartu, 36.
- Orviku, K. 1940. Lithologie der Tallinna-Serie (Ordovizium, Estland) I. Acta Univ. Tartu, A. XXXVI.
- Raymond, P. 1916. The Correlation of the Ordovician Strata of the Baltic Basin with those of Eastern North America. Bull. Museum Compar. Zool. Harv. Coll., 56<sub>31</sub>.

- Schmidt, Fr. 1858. Untersuchungen über die Silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurl., Ser. I., Bd. II.
- Schmidt, Fr. 1881. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abt. I. Mém. Acad. Sci. St.-Petersb., ser. VII, t. XXX, № 1.
- Schmidt, Fr. 1897. Excursion durch Estland. In: Guide des excursions du VII Congrès Géologique International, St.-Petersbourg.
- Schmidt, F. 1906. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abt. V. Asaphiden. Lief IV. Mém. Acad. Sci. St.-Petersb., ser. VIII, t. XIX, № 10.
- Õpik, A. 1927. Die Inseln Odensholm und Rogö. Acta. Univ. Tartu, A XII<sub>2</sub>.
- Õpik, A. 1930. Brachiopoda Protremata der estländischen ordovizischen Kukruse-Stufe. Acta. Univ. Tartu. A XVII<sub>1</sub>.

## VOLHOVI JA KUNDA LADEME LITOSTRATIGRAAFIAST EESTIS

K. ORVIKU

### Resümee

Sissejuhatavas osas antakse lühike ülevaade volhovi (B<sub>II</sub>) ja kunda (B<sub>III</sub>) lademe litostratigraafilisest uurimisest Eestis.

Lademete üksikasjaline litostratigraafiline uurimine on tingitud vajaduse eraldada rida kihistikke, mis on nimetatud iseloomulikkude paljandite geograafiliste nimetuete järgi.

Kirjeldatavad lademetes esineb rohkesti diskontinueetpindu. Viimased kõnelevad sagedastest pikema- või lühemaajalistest settimise katkemistest ja varem kujunenud setete allumisest hüdrodünaamiliste ja hüdrokeemiliste tegurite ning organismide tegevuse toimele. Kuna nimetatud tegurite mõju ajas ja ruumis oli väga vahelduv, on kujunenud väga mitmesuguse iseloomuga diskontinueetpinnad. Diskontinueetpinnad tekkisid settimisbasseini sügavuse vähenemisel maakoore tektoonilise kerkimise tingimustes.

Järgneb diskontinueetpindade kokkusurutud kirjeldus, kusjuures tõsetakse esile nende kuju, impregnatsioonivöö iseloomu ning puurivate, kaevuvate ja uuristavate organismide tegevusest kõnelevaid augukesi ning käike.

Väga levinud on ebatasased diskontinueetpinnad (joon. 1, 2, 3), milledest osa on stratigraafilise tähtsusega. Ebatasaste diskontinueetpindade tekkimist seotakse peamiselt hüdrokeemiliste mõjustustega varasematele setetele. Vähem levinud ei ole ka tasased diskontinueetpinnad, milledega tavaliselt on seotud organismide poolt kujundatud mitmesugused puurimis-, kaeve- ja uuristusaugud ning -käigud. Kuna viimastes leidub ka veeriseid, siis etendasid tasaste diskontinueetpindade tekkimisel olulist osa ka keskkonna hüdrodünaamilised tingimused. Ka tasaste diskontinueetpindade hulgas on selliseid, mis on stratigraafilise tähtsusega.

Organismide uuristussüvendeist iseloomustatakse amfoorataolisi süvendeid (joon. 4, 5, 6), kuid esinevad ka *Balanoglossites*-tüüpi uuristuskäigud ja *Trypanites*-tüüpi puuraugukesed.

Järgneb volhovi ja kunda lademe lühike litostratigraafiline iseloomustus.

Volhovi lademest (joon. 7) esinevad Eestis lademe avamus-alal kõik kolm vööd, mis V. Lamanski omal ajal lademe piirides eraldas: tõrvajõe (B<sub>IIα</sub>), vääna (B<sub>IIβ</sub>) ja langevoja vöö (B<sub>IIγ</sub>). Lademe paksus kõigub 3,35 m (idas) ja 0,5 m (läänes) vahel. Paksus väheneb pea-

miselt tõrvajõe ja vääna vöö arvel, mis avamuse lääneosas kohati suiduvad.

Tõrvajõe vöö (B<sub>IIα</sub>) esineb kogu avamuse ulatuses. Vöö piirides esinevate litoloogiliste erinevuste tõttu on vöö jaotatud päite (B<sub>IIα</sub>P) ja saka kihistikuks (B<sub>IIα</sub>S).

Päite kihistik moodustub peamiselt mitmesugustest detriitsetest lubjakividest, milledes on suhteliselt vähe glaukoniiditeri ja mis kiiresti vahelduvad suiduvate mergliste ja savikate kihtidega (joon. 8).

Saka kihistik koosneb mitmesugustest paksukihilistest detriitsetest kristalsetest lubjakividest ja dolomiitidest, mida läbivad rohked ebataasased diskontinuiteetpinnad ja mis sisaldavad suurel hulgal suhteliselt suuri glaukoniiditeri. Tallinna ja Telinõmme vahemikus on kihistiku alumine osa esindatud kuni 0,20 m paksuse intraformatsioonilise konglomeraadiga (joon. 9). Liikva—Leetse joonest loodesse esineb kihistiku alumises osas kuni 0,73 m paksune mergline kompleks (joon. 10).

Tõrvajõe vöö litostratigraafia üksikasjaline uurimine näitab, et juba tol ajal, Baltoskandia ordoviitsiumi basseinis hakkas Loode-Eesti alal kujunema kirde—edela-suunaline madalaveeline vöönd, mille piirides toimunud maakoore kõikumised avaldasid tunduvat mõju settimiskäigule nii sellel kui ka järgnevatel igadel.

Vääna vöö (B<sub>IIβ</sub>) esineb peaaegu kogu avamuse alal, ainult Pakri poolsaarel ja Väike-Pakri saarel puudub ta kohati. Vöö moodustub helehallist detriitsetest lubjakivist, milles glaukoniiditerad praktiliselt puuduvad. Aserist ida pool leidub lubjakivis mitmeid ebataaseid diskontinuiteetpindu, merglised vahekihid puuduvad. Vastavalt sellele on vöö siin eraldatud k ü n n a p õ h j a k i h i s t i k u n a (B<sub>IIβ</sub>K). Aserist lääne pool iseloomustab vööd mergliste vahekihtide olemasolu, mida kohati on sedavõrd rohkesti, et vöö omandab mugullubjakivi ilme. Vastavalt on eraldatud telinõmme kihistik (B<sub>IIβ</sub>T).

Langevoja vöö (B<sub>IIγ</sub>) piirides eristatakse kalvi (B<sub>IIγ</sub>K) ja lahepere (B<sub>IIγ</sub>L) kihistik.

Kalvi kihistiku moodustab paksukihiline detriitne lubjakivi, milles esineb suurel hulgal väikesi glaukoniiditeri. Sõtke ja Nõmmeveski vahemikus leidub kuni 0,2 m paksuses kihistiku ülemises osas ebakorrapärase kujuga roosteooidide ja vastavalt on kihistiku piirides võimalik eraldada pada ooliitlubjakivi (B<sub>IIγ</sub>P) (joon. 11). Iru ümbruses kihistik suidub.

Lahepere kihistik esineb ainult kirde—edela-suunalisel vöötmel Iru ja Paldiski vahemikus. Kihistiku paksus ulatub kohati 0,5 m-ni, kohati kihistik puudub. Kihistiku põhikivimiks on peitteraline rohekas-hall lubjakivi, mida kaguvöötmes läbivad rohked diskontinuiteetpinnad ja milles leidub fosforiitveeriseid, loodevöötmes on aga kihistiku kivimisse sisse sõtkutud pakri kihistiku lubiliivakivi. Kohati esineb kihistiku piirides intraformatsioonilist konglomeraati (Tondi).

Kunda lademest (joon. 12) esinevad Eestis lademe avamuse piirides V. Lamanski poolt eraldatud vöödest ainult keskmine, valaste (B<sub>IIIβ</sub>) ja ülemine, aluoja (B<sub>IIIγ</sub>) vöö. Lademe paksus on 7,5 m (idas) ja 0,2 m (läänes) vahemikus. Lademe paksus väheneb mõlema vöö arvel.

Valaste vöö (B<sub>IIIβ</sub>) esineb kogu avamuse ulatuses, tema paksus on idas umbes 3 m, lääne suunas paksus väheneb, kirde—edela-suunalises vöötmes Maardu ja Tiskre—Paldiski vahemikus on vöö paksus umbes 0,1 m, kohati siin kihistik puudub, Tiskre—Paldiski joonest loodesse suureneb vöö paksus kuni 2,1 m-ni. Vöö piirides esinevate litoloogiliste erinevuste järgi võib eraldada voka (B<sub>IIIβ</sub>V), utria (B<sub>IIIβ</sub>U), nõmmeveski (B<sub>IIIβ</sub>N) ja pakri (B<sub>IIIβ</sub>P) kihistikku.

Voka kihistik moodustub suurema või väiksema merglisusega lubjakivist, milles on tavaliselt suurel hulgal roostepruune, suuremaid või väiksemaid korrapärase kujuga ooiide. Kohati leidub kihistiku alumises osas roosteveeriseid (joon. 13).

Utria kihistik esineb idas kuni Kundani või mõnevõrra lääne poole. Kihistik moodustub dolomiidistunud paksukihilisest detriitset lubjakivist, milles leidub hajutatult väikesi glaukoniiditeri ning rohkesti nautilooidide kodasid.

Nõmmeveski kihistik asendab Kundast lääne poole jääval alal utria kihistikku, ta moodustub hallist detriitset lubjakivist mergliste vahekihtidega, mis on eriti iseloomulikud kihistiku alumisele osale.

Pakri kihistik esineb alates Jägala ümbrusest kirde—edela-suunalises vöötmes (joon. 14), mille piirides kihistiku paksus loode suunas algul väheneb, hiljem aga uuesti kasvab (joon. 15). Kihistikku iseloomustab kvartsiterade suurem või väiksem esinemine, fosforiitveeriste ja tasaste diskontinueetpindade esinemine. Kihistiku piirides on võimalik eraldada jägala lubjakivi, kallaste fosforiitlubjakivi ja suurupi lubiliivakivi.

Jägala lubjakivi on esindatud halli pruunhalli detriitse lubjakiviga, milles leidub vähesel hulgal fosforiitveeriseid ja mida läbivad tasapinnalised diskontinueetpinnad suurte uuristusõnaruste ja *Trypanites*-tüüpi puuraugukestega.

Kallaste fosforiitlubjakivi iseloomustab kvartsiterade sisaldus; fosforiitveeriseid on lubjakivi alumises osas kohati sedavõrd palju, et esineb fosforiitkonglomeraat.

Suurupi lubiliivakivi alumine osa on mergilisem, sisaldab fosforiitveeriseid, viimaste hulk on lamaval piiril kohati nii suur, et esineb fosforiitkonglomeraat. Lubiliivakivi keskmine osa on mugulja tekstuuriga, sisaldab teatud hulgal bituumset ainet, kuna lubjakivi ülemine osa on kompaktsem.

Pakri kihistik tervikuna on parimaks illustatsiooniks kirde—edela-suunalisest madalamerelisest alast Loode-Eestis, mis esines ordoviitsiumis Baltoskandia basseinis ja mille piirides maakoortunduvalt kerkis.

Aluoja vöö (B<sub>III</sub>γ) esineb kogu avamuse ulatuses, tema paksus kõigub 4,5 m (idas) ja 0,1 m vahel (läänes), kõige loodepooisemas osas ta kohati puudub. Vöö piirides võib eraldada valgejõe (B<sub>III</sub>γV), ubari (B<sub>III</sub>γU), osmussaare (B<sub>III</sub>γO) ja napa (B<sub>III</sub>γN) kihistikku.

Valgejõe kihistik moodustab Narvast Aserini vöö alumise osa, kivim on suuremal või vähemal määral mergline hall detriitne lubjakivi. Kunda ja Ubari vahemikus hõlmab kihistik terve vöö, tema paksus on 4,0 m (idas) kuni 2,5 m (läänes) ja ta on esindatud enam-vähem ühtlase halli detriitse lubjakiviga.

Ubari kihistik esineb Ubari ja Tiskre—Telinõmme—Lahepere vahemikus ning koosneb kompaktsest hallist detriitset lubjakivist paljude nautilooidide ja tigudega.

Osmussaare kihistik on kivimiliselt lähedane ubari kihistikule — kuni Osmussaareni on jälgitav kivimiline kaksikjaotus, nautilooidide esinemine. Paksuse vähenemisel loode suunas esineb kihistikus kvartsiteri ja lõpuks niisugusel hulgal, et võib kõnelda juba liivasest lubjakivist.

Ülalöeldu näitab, et aluoja vöö paksus väheneb kiiresti ja kvartsiterad ning diskontinueetpinnad temas esinevad sagedamini ordoviitsiumi basseinis kirde — edela-suunalisel madalaveelisel alal, kus kujunes valaste vöö pakri kihistik.

Ühtlasi selgub, et nimetatud madalaveelise vöötme piirides on mõlemad kunda lademe vööd stratigraafiliselt eraldatavad ja

esinevad iseloomulikult. Vastavalt ei ole paikapidav V. Lamanski (1905) väide, et Loode-Eestis puuduvat B<sub>III</sub> β, ja ka A. Öpiku väide, et sellel alal puuduvat B<sub>III</sub> γ.

Aluoja vöö piirides on eraldatud veel napa kihistik, mis Narva ja Aseri vahemikus moodustab vöö ülemise poole 3,15—1,8 m paksuses. Kihistik moodustub suuremal või vähemal määral merglisest detriitsest lubjakivist, milles leidub mitmesugusel hulgal roostepruune ooliide. Napa kihistikku moodustavad ooliitlubjakivid on iseseisva kihistikuna esile tõstnud K. Orviku (1927) ning lugenud kunda lademesse kuuluvaks (Orviku, 1929; 1940), kuna varem arvati need kihid aseri lademesse.

Lääne-Eestis esineva ordoviitsiumi mere kirde — edela-suunalise madalaveelise ala geoloogia mõistmiseks on vaja tähelepanu juhtida ka sellel alal esinevatele settesoontele, mida Osmussaarel tuntakse juba üle 100 aasta (Озерский, 1844 jt.). A. Öpik (1927) pidas neid maavärisemiste tagajärjel tekkinuks.

On võimalik eraldada kahte tüüpi settesooni. Eriti Väike-Pakri saarel volhovi lademes leidub kuni 9 cm laiusi settesooni (joon. 16), millede kivim — rohekashall lubjakivi fosforiitveeriste, glaukoniiditerade ja püriidiga meenutab lahepere kihistiku kivimit. On tõenäoline, et need settesooned on tekkinud lahepere ajal, s. o. volhovi ea lõpul. Neid on nimetatud pakri tüüpi settesoonteks.

Eriti Osmussaarel, aga ka Suur-Pakri saarel ja Leetsel esineb teist tüüpi — osmussaare tüüpi settesooni. Need on kuni 2 m, tavaliselt aga 0,2—0,5 m laiused ja täidetud tumepruuni kuni mustjashalli lubiliivakiviga, mis samas esinevast suurupi lubiliivikivist tunduvalt erineb. Need settesooned läbivad kas täielikult (Osmussaar) või osaliselt (Leetse) volhovi lademe kihte ja samuti ka kunda lademe suurupi lubiliivakivi ning kunda lademe osmussaare kihistiku alumist ja kohati ka ülemist osa. Settesooned ei ulatu kusagil aseri lademesse (joon. 17, 18, 19). Nad on tekkinud alates volhovi ea lõpust ja kunda eal erinevatel aegadel. Nad esinevad eriti tüüpiliselt Osmussaarel, kuid ka teistes kohtades ordoviitsiumi mere kirde — edela-suunalise madalaveelisel alal Loode-Eestis, kus settimiskäiku mõjustasid eriti tugevasti kõikuvad liikumised. Nende tekkimist saab vaevalt seletada maavärisemistega, tõenäolisem on siduda nende tekkimist üldiste omapäraste settimistingimustega tektooniliselt enam aktiivsel kirde — edela-suunalisel madalamerelisel alal.

## ÜBER DIE LITHOSTRATIGRAPHIE DER WOLCHOW- UND DER KUNDASTUFE IN ESTLAND

K. ORVIKU

### *Zusammenfassung*

Die Einführung enthält eine kurze Übersicht über die lithostratigraphischen Untersuchungen der Wolchow- (B<sub>II</sub>) und der Kundastufe (B<sub>III</sub>) in Estland. Besonders hervorgehoben werden die Untersuchungen von W. Lamanski.

Die eingehende Untersuchung der Lithostratigraphie dieser Stufen machte es nötig, eine Reihe lithostratigraphische Schichten abzusondern, die nach den geographischen Namen der charakteristischen Auf-

schlüsse benannt werden. Diese Schichten sind von verschiedenem Umfang: einige entsprechen einer ganzen Zone oder deren Teil und sind in der ganzen Ausdehnung des Anstehenden verfolgbare, andere beziehen sich nur auf einen gewissen Teil des Anstehenden einer Zone.

Die beschriebenen Stufen — wie auch die darauf unmittelbar folgenden jüngeren ordovizischen — weisen zahlreiche Diskontinuitätsflächen auf. Diese zeugen von häufigen, mehr oder weniger anhaltenden Unterbrechungen der Sedimentation und von der Unterwerfung früherer Ablagerungen verschiedenen Einwirkungen von hydrodynamischen und hydrochemischen Faktoren und von Organismen. Da die Wirkung solcher Faktoren in Zeit und Raum äusserst ungleichmässig gewesen ist, gestalten sich als ihre Folge Diskontinuitätsflächen von sehr verschiedenem Charakter. Die Diskontinuitätsflächen entstanden mit der Verminderung der Tiefe des Sedimentationsbeckens in den Bedingungen einer tektonischen Hebung der Erdkruste.

Es folgt eine zusammenfassende Beschreibung der Diskontinuitätsflächen, wobei ihre Gestalt, der Charakter der Imprägnationszone und die von der Tätigkeit bohrender, grabender und wühlender Organismen zeugenden Gruben und Gänge geschildert werden.

Sehr verbreitet sind unebene Diskontinuitätsflächen mit rostbrauner (Fig. 1,A) violettgrauer (Fig. 1B,2) oder dunkler (Fig. 3) Imprägnationszone. Ein Teil der unebenen Diskontinuitätsflächen ist von stratigraphischer Wichtigkeit, so kennzeichnen sie z. B. im Anstehenden die Grenze zwischen  $B_{II}$  und  $B_{III}$  beziehungsweise zwischen  $B_{III}$  und  $C_{1a}$ . Die Entstehung der unebenen Diskontinuitätsflächen erklärt sich vornehmlich durch hydrochemische Einwirkungen auf frühere Ablagerungen.

Nicht weniger verbreitet sind die ebenen Diskontinuitätsflächen, mit denen gewöhnlich verschiedene von Organismen gebohrte oder ausgewählte Löcher, Hohlräume und Gänge verbunden sind. Da hier auch Geröll vorkommt, haben bei der Entstehung der ebenen Diskontinuitätsflächen auch die hydrodynamischen Bedingungen des Milieus eine wichtige Rolle gespielt. Unter den ebenen Diskontinuitätsflächen finden sich ebenfalls solche, die stratigraphisch wichtig sind, so z. B. die ebene Diskontinuitätsfläche zwischen den Schichten Päite und Saka, aber auch die Flächen an der unteren und oberen Grenze der Pakri-Schichten.

Von den Aushöhlungen der Organismen werden amphoraförmige geschildert (Fig. 4, 5, 6), es kommen aber auch Hohgänge vom *Balanoglossites*-Typ und Löcher vom *Trypanites*-Typ vor.

Es folgt eine kurzgefasste lithostratigraphische Charakteristik der Wolchow- und der Kundastufe.

Von der Wolchow-Stufe existieren in Estland im Bereich des Anstehenden alle drei Zonen, die von W. Lamanski seinerzeit in den Grenzen der Stufe unterschieden wurden: Tõrvajõe- ( $B_{II\alpha}$ ), Vääna- ( $B_{II\beta}$ ) und Langevoja-Zone ( $B_{II\gamma}$ ). Die Mächtigkeit der Stufe variiert von 3,35 m (im östlichen Teil) bis 0,5 m (im westlichen Teil). Die Abnahme der Mächtigkeit geschieht hauptsächlich auf Kosten der Tõrvajõe- und der Vääna-Zone, die im westlichen Teil des Anstehenden stellenweise auskeilen. Die untere Grenze der Stufe ist in den meisten Fällen nach den lithologischen Unterschieden feststellbar, die obere Grenze wird überall durch eine deutlich charakterisierte Diskontinuitätsfläche bestimmt.

Die Tõrvajõe-Zone ( $B_{II\alpha}$ ) erstreckt sich über das ganze Anstehende, ihre Mächtigkeit schwankt von 2,25 m (im Osten) bis 0,5 m (im Westen). Lithologische Unterschiede innerhalb der Zone lassen sie in die Päite-Schichten ( $B_{II\alpha P}$ ) und die Saka-Schichten ( $B_{II\alpha S}$ ) einteilen.

Die Mächtigkeit der Päite-Schichten schwankt von 1,13 m (im Osten)

bis 0,1 m (im Westen). Die Schichten bestehen zum grössten Teil aus verschiedenen detritischen Kalksteinen, die verhältnismässig wenig Glaukonitkörner enthalten und mit schnell auskeilenden mergeligen und tonigen Schichten durchsetzt sind (Fig. 8). Die obere Grenze der Päite-Schichten wird überall durch eine sehr charakteristische ebene Diskontinuitätsfläche gekennzeichnet, die amphoraförmige ausgehöhlte Löcher aufweist.

Die Saka-Schichten sind von 1,2 m (im Osten) bis 0,3 m (im Westen) mächtig; zwischen Leetse und Lahepere erreicht ihre Mächtigkeit aber 1,3—1,65 m. Die Schichten bestehen aus verschiedenen dickbänckigen detritischen kristallinen Kalksteinen und Dolomiten, die von zahlreichen unebenen Diskontinuitätsflächen durchdrungen sind und verhältnismässig grosse Glaukonitkörner in reichlicher Menge enthalten. Im äussersten nordwestlichen Teil der Verbreitung der Schichten, zwischen Tallinn und Telinõmme, wird der untere Teil der Schichten durch ein bis 0,20 m starkes intraformationisches Konglomerat vertreten (Fig. 9). Nordwestlich von der Linie Liikva-Leetse erscheint im unteren Teil der Schichten ein bis 0,73 m starker mergeliger Komplex (Fig. 10).

Die ausführliche Analyse der Litostratigraphie der Tõrvajõe-Zone zeigt, dass schon zu jener Zeit im Baltoskandischen Becken des Ordoviziums die Bildung eines nordwest-estnischen Flachwassergürtels begann, der in nordöstlich-südwestlicher Richtung verlief und innerhalb dessen Grenzen erfolgende Schwankungen der Erdkruste sowohl in dieser als auch in den folgenden Epochen den Sedimentationsgang stark beeinflussten.

Die Mächtigkeit der Vääna-Zone ( $B_{II}\beta$ ) beträgt in deren östlichem Teil 0,4 m; sie nimmt in westlicher Richtung zu und erreicht zwischen Ülgase und Mäeküla ihr Maximum (etwa 1,5 m). Weiter westwärts nimmt sie wieder ab, namentlich nach Nordwest von der Linie Keila-Joa — Liikva. Auf der Halbinsel Pakri und der Insel Väike-Pakri ist sie nicht mächtiger als 0,6 m, fehlt aber hier stellenweise. Die Zone besteht aus hellgrauem detritischem Kalkstein, in welchem praktisch keine Glaukonitkörner vorkommen. Ostwärts von Aseri finden sich im Kalkstein unebene Diskontinuitätsflächen; mergelige Zwischenschichten fehlen. Dementsprechend werden hier die Künnapõhja-Schichten ( $B_{II}\beta K$ ) abgesondert. Westwärts von Aseri wird die Zone hingegen durch häufiges Vorkommen mergeliger Zwischenschichten charakterisiert: es sind deren stellenweise so viel, dass die Zone wie Knollen-Kalkstein aussieht. Dementsprechend werden hier die Telinõmme-Schichten abgesondert ( $B_{II}\beta T$ ).

Die Mächtigkeit der Langevoja-Zone ( $B_{III}\gamma$ ) schwankt zwischen Narva und Nõmmeveski im Bereich von 0,8—0,5 m; westwärts übersteigt sie nicht 0,5 m, im nordwestlichen Teil aber fällt sie stellenweise aus. Innerhalb der Zone sind die Schichten Kalvi ( $B_{III}\gamma K$ ) und Lahepere ( $B_{III}\gamma L$ ) abzusondern.

Die Kalvi-Schichten bestehen aus dickbänckigem detritischem Kalkstein, in dem massenhaft kleine Glaukonitkörner vorkommen. Zwischen Sõtke und Nõmmeveski finden sich im oberen Teil der Schichten bis zu einer Mächtigkeit von 0,2 m Eisenooide von unregelmässiger Form; dementsprechend kann innerhalb der Schichten der Pada-Oolithkalkstein ( $B_{III}\gamma P$ ) abgesondert werden (Fig. 11). Die Mächtigkeit der Kalvi-Schichten entspricht im Osten der Mächtigkeit der Langevoja-Zone, in der Umgebung von Jägala ist ihre Mächtigkeit nur etwa 0,1 m, während bei Iru und stellenweise noch weiter westwärts bloss geringe Fragmente dieser Schichten zu finden sind, und zwar in den Vertiefungen der Diskontinuitätsflächen allein.

Die Lahepere-Schichten erscheinen nur in Nordwest-Estland zwischen Iru und Paldiski, in dem nordost-südwestlich verlaufenden Gürtel. Die Mächtigkeit der Schichten bei dem mehr südöstlich gelegenen grösseren Teil des Gürtels übersteigt nicht 0,2 m, die Schichten fehlen hier stellenweise. Bei dem nordwestlich gelegenen Teil des Gürtels erreicht die Mächtigkeit der Schichten an manchen Orten 0,5 m, doch fehlen die Schichten stellenweise auch hier. In der Umgebung von Tallinn und Iru werden die Kalvi-Schichten von den Lahepere-Schichten überlagert, was darauf hinweist, dass die letzteren späteren Ursprungs sind. In Iru werden aber die Lahepere-Schichten wiederum von den Voka-Schichten überlagert, die also ihrerseits die jüngeren sind. Die Lahepere-Schichten bestehen im wesentlichen aus grünlichgrauem afanitischem Kalkstein, der im südöstlichen Teil des Gürtels von zahlreichen Diskontinuitätsflächen durchdrungen ist und Phosphoritgeröll enthält, im nordwestlichen Teil des Gürtels findet sich aber im Gestein der Schichten eingekneteter Kalksandstein der Pakri-Schichten. Hier und da erscheint innerhalb der Lahepere-Schichten intraformationisches Konglomerat (Tondi).

Von der Kunda-Stufe (Fig. 12) existieren in Estland im Bereich des Anstehenden nur zwei der von W. Lamanski unterschiedenen Zonen: die mittlere — die Valaste-Zone ( $B_{III\beta}$ ) und die obere — die Aluoja-Zone ( $B_{III\gamma}$ ). Die Mächtigkeit der Stufe ist von 7,5 m (im Osten) bis 0,2 m (im Westen); sie nimmt auf Kosten beider Zonen ab. Sowohl die untere als die obere Grenze sind durch deutlich sichtbare gut charakteristische Diskontinuitätsflächen gekennzeichnet.

Die Valaste-Zone ( $B_{III\beta}$ ) erstreckt sich über das ganze Anstehende; ihre Mächtigkeit ist im Osten etwa 3 m, in westlicher Richtung nimmt die Mächtigkeit ab. Im nordost-südwestlich verlaufenden Gürtel zwischen Maardu und Tiskre-Paldiski ist die Zone etwa 0,1 m mächtig, stellenweise fehlt hier die Zone. Nordwestlich von der Linie Tiskre-Paldiski wird die Zone bis 2,1 m mächtig. Die innerhalb der Zone auftretenden lithologischen Unterschiede lassen die Schichten von Voka ( $B_{III\beta V}$ ), Utria ( $B_{III\beta U}$ ), Nõmmeveski ( $B_{III\beta N}$ ) und Pakri ( $B_{III\beta P}$ ) unterscheiden.

Die Mächtigkeit der Voka-Schichten ist im Osten 0,3—0,6 m; gegen Westen verjüngen sie sich und keilen in der Umgegend von Iru aus. Die Schichten bestehen aus mehr oder weniger mergeligem Kalkstein, der meist zahlreiche, grössere oder kleinere rostbraune Ooide von regelmässiger Form enthält. Hier und da findet sich im unteren Teil der Schichten rostfarbenes Geröll (Fig. 13).

Die Utria-Schichten reichen im Osten bis Kunda oder etwas westlicher, die Mächtigkeit schwankt von 1,6 bis 2,8 m. Die Schichten bestehen aus dolomitisiertem dickbänckigem detritischem Kalkstein, der zerstreute kleine Glaukonitkörner und recht viel Hartteile von Nautiloiden enthält.

Die Nõmmeveski-Schichten treten westlich von Kunda an die Stelle der Utria-Schichten. Sie sind 2,5—2,0 Meter mächtig und bestehen aus grauem detritischem Kalkstein mit mergeligen Zwischenschichten; die letzteren sind besonders charakteristisch für den unteren Teil der Schichten. Vom Loobu-Fluss an wird die obere Grenze der Schichten durch eine Diskontinuitätsfläche gekennzeichnet.

Die Pakri-Schichten liegen von der Umgegend von Jägala an innerhalb des in nordost-südwestlicher Richtung verlaufenden Gürtels (Fig. 14), in dessen Bereich die Mächtigkeit der Schichten erst gegen Nordwesten abnimmt, dann aber wieder zunimmt (Fig. 15). Charakteristisch ist für die Schichten das mehr oder minder häufige Vorkommen von Quarzkörnern sowie das Vorkommen von Phosphoritgeröll und von ebenen Diskontinuitätsflächen. Beide Grenzen der Schichten

werden durch Diskontinuitätsflächen gekennzeichnet. Innerhalb der Schichten können der Kalkstein von Jägala, der Phosphorit-Kalkstein von Kallaste und der Kalksandstein von Suurupi unterschieden werden.

Der Kalkstein von Jägala stellt einen grauen bis braungrauen Kalkstein dar, welcher geringe Mengen Phosphoritgeröll enthält und von ebenen Diskontinuitätsflächen durchdrungen ist; diese weisen grosse ausgewählte Hohlräume und gebohrte Löcher vom *Trypanites*-Typ auf. Die Mächtigkeit des Kalksteins schwankt zwischen 0,8 m (im Osten) und 0,2 m (im Westen), er geht gegen Osten, resp. gegen Südosten nach und nach über in die Nömmeveski-Schichten, gegen Nordwesten aber in den Phosphorit-Kalkstein von Kallaste, der bloss 0,1 m mächtig ist und stellenweise sogar gänzlich fehlt. Für dieses Gestein ist das Vorkommen von Quarzkörnern charakteristisch; Phosphoritgeröll gibt es in dessen unterem Teil dermassen viel, dass stellenweise Phosphorit-Konglomerat auftritt. Der Kalkstein wird von oben und unten durch ebene Diskontinuitätsflächen begrenzt, diese finden sich auch im Kalkstein selbst. Der Kalkstein geht gegen Nordwesten nach und nach in den Kalksandstein von Suurupi über, dessen Mächtigkeit in nordwestlicher Richtung bis 2,1 m ansteigt. Der untere Teil des Kalksandsteins ist mergeliger und enthält Phosphoritgeröll, dessen Menge an der aufliegenden Grenze so gross ist, dass Phosphorit-Konglomerat auftritt. Der mittlere Teil des Kalksandsteins ist von knolliger Textur und enthält eine gewisse Menge bituminösen Stoffs, während der obere Teil kompakter ist. Beide Grenzen sind durch ebene Diskontinuitätsflächen gekennzeichnet.

Die Pakri-Schichten als Ganzes liefern die beste Illustration des von Nordosten nach Südwesten sich hinziehenden flachmeerigen Gebiets in Nordwest-Estland, das während des Ordoviziums im baltoskandischen Becken auftrat und in dessen Bereich eine beträchtliche Hebung der Erdkruste stattfand.

Die Aluoja-Zone (B<sub>IIIY</sub>) erstreckt sich über das ganze Anstehende, seine Mächtigkeit schwankt von 4,5 m (im Osten) bis 0,1 m (im Westen); im äussersten nordwestlichen Teil fehlt sie stellenweise. Innerhalb der Zone können die Schichten von Valgejõe (B<sub>IIIYV</sub>), Ubari (B<sub>IIIYU</sub>), Osmussaar (B<sub>IIIYO</sub>) und Napa (B<sub>IIIYN</sub>) unterschieden werden.

Die Valgejõe-Schichten bilden zwischen Narwa und Aseri den unteren Teil der Zone. Die Schichten sind 2,4 bis 1,35 m mächtig, sie bestehen aus mehr oder minder mergeligem grauem detritischem Kalkstein; besonders mergelig ist das mittlere Drittel der Schichten. Zwischen Kunda und Ubari umfassen die Schichten die ganze Zone, ihre Mächtigkeit schwankt von 4,0 m (im Osten) bis 2,5 m (im Westen), sie sind hier durch einen einigermaßen einheitlichen grauen detritischen Kalkstein vertreten.

Die Ubari-Schichten befinden sich zwischen Ubari und Tiskre-Telinömme-Lahepere, sie sind durch einen kompakten grauen detritischen Kalkstein vertreten, der zahlreiche Nautiloide und Gastropoden aufweist und von 2,5 m (im Osten) bis 0,3 m (im Westen) mächtig ist. An der unteren und oberen Grenze der Schichten liegen Diskontinuitätsflächen, die Schichten sind zweiteilig, durch eine deutliche Diskontinuitätsfläche geschieden. Nordwestwärts gehen die Schichten in die

Osmussaar-Schichten über, die durch ihre geringe Mächtigkeit auffallen (unter 0,3 m). Die Art des Gesteins nähert sich derjenigen der Ubari-Schichten, bis Osmussaar lassen sich Zweiteilung des Gesteins und Auftreten der Nautiloide verfolgen. Mit der Abnahme der Mächtigkeit werden die Quarzkörner zahlreicher, schliesslich ist ihre Menge so gross, dass bereits von einem sandigen Kalkstein gesprochen werden kann.

Aus dem Obengesagten erhellt, dass die rasche Abnahme der Mächtigkeit der Aluoja-Zone und die Zunahme der Zahl ihrer Diskontinuitätsflächen sowie der Quarzkörner auf dem nordost-südöstlich gerichteten flachmeerigen Gebiet des Ordoviziumbeckens erfolgte, wo die Pakri-Schichten der Valaste-Zone entstanden.

Zugleich wird klar, dass im Bereich dieses flachmeerigen Gürtels die beiden Zonen der Kunda-Stufe stratigraphisch unterscheidbar sind und charakteristisch auftreten. Dadurch wird die Behauptung W. Lamanski's (1905) widerlegt, als fehlte in Nordwest-Esland B<sub>III</sub>β, aber auch A. Öpik's Behauptung, als fehlte dort B<sub>III</sub>γ.

Innerhalb der Aluoja-Zone können noch die Napa-Schichten unterschieden werden, die zwischen Narwa und Aseri die obere Hälfte der Zone bilden und 3,15—1,8 m mächtig sind. Sie bestehen aus mehr oder minder mergeligem detritischem Kalkstein mit wechselnder Menge rostbrauner Ooide. Stark mergelig ist namentlich das mittlere Drittel der Schichten; in den unteren Lagen der Schichten gibt es dagegen sehr zahlreiche und relativ grosse Ooide. Die obere Grenze der Schichten wird durch die unebene Diskontinuitätsfläche gebildet, die für die obere Grenze der Stufe charakteristisch ist. Westwärts gehen die Schichten allmählich in die Valgejõe-Schichten über. Die Oolithkalksteine der Napa-Schichten sind von K. Orviku (1927) zuerst als selbständige Schichten bezeichnet und in die Kunda-Stufe gezählt worden (K. Orviku 1929, 1940), während sie früher als Bestandteil der Aseri-Stufe galten.

Für ein richtiges Verständnis der Geologie des in Westestland auftretenden, von Nordosten nach Südwesten gerichteten ordovizischen flachmeerigen Gebiets muss auch auf die dort vorkommenden Sedimentgänge aufmerksam gemacht werden, die auf Osmussaar seit über 100 Jahren bekannt sind (Sokolow, 1844 u. a.) und von A. Öpik als Resultat von Erdbeben betrachtet wurden (1927).

Es können zweierlei Typen von Sedimentgängen unterschieden werden. Namentlich auf der Insel Väike-Pakri finden sich in der Wolchow-Stufe bis 9 cm breite Sedimentgänge (Fig. 16), deren Gestein — ein grünlichgrauer Kalkstein mit Phosphoritgeröll, Glaukonitkörnern und Pyrit — an das Gestein der Lahepere-Schicht erinnert. Wahrscheinlich sind diese Sedimentgänge in der Lahepere-Zeit, d. h. Ende der Wolchow-Epoche entstanden. Sie sind als Sedimentgänge vom Pakri-Typ bezeichnet worden.

Auf Osmussaar, doch auch auf Suur-Pakri und in Leetse sehen wir einen anderen Typ, den Osmussaar-Typ von Sedimentgängen. Sie sind bis 2 m, im Durchschnitt aber 0,5—0,2 m breit und bestehen aus dunkelbraunem bis grauschwarzem Kalksandstein, der sich vom daselbst auftretenden Suurupi-Kalksandstein wesentlich unterscheidet. Diese Sedimentgänge durchdringen ganz (auf Osmussaar) oder teilweise (in Leetse) die Schichten der Wolchow-Stufe, doch auch den Suurupi-Kalksandstein der Kunda-Stufe sowie den unteren, stellenweise aber auch den oberen Teil der Osmussaar-Schichten der Kunda-Stufe. Nirgends dringen sie aber in die Aseri-Stufe ein (Fig. 17, 18, 19). Entstanden sind sie zu verschiedenen Zeiten am Ende der Wolchow-Epoche und in der Kunda-Epoche. Besonders charakteristisch sind sie auf Osmussaar, doch auch an anderen Stellen in Nordwest-Estland, im Bereich des von Nordosten nach Südwesten gerichteten flachmeerigen Gebiets des Ordovizischen Meeres, wo der Verlauf der Sedimentation von den Schwankungen der Erdkruste besonders stark beeinflusst wurde. Die Entstehung der Sedimentgänge ist wohl kaum durch Erdbeben zu erklären, vielmehr sind sie den allgemeinen eigentümlichen Sedimentationsbedingungen geschuldet, welche diesem tektonisch aktiven flachmeerigen Gebiet eigen waren.