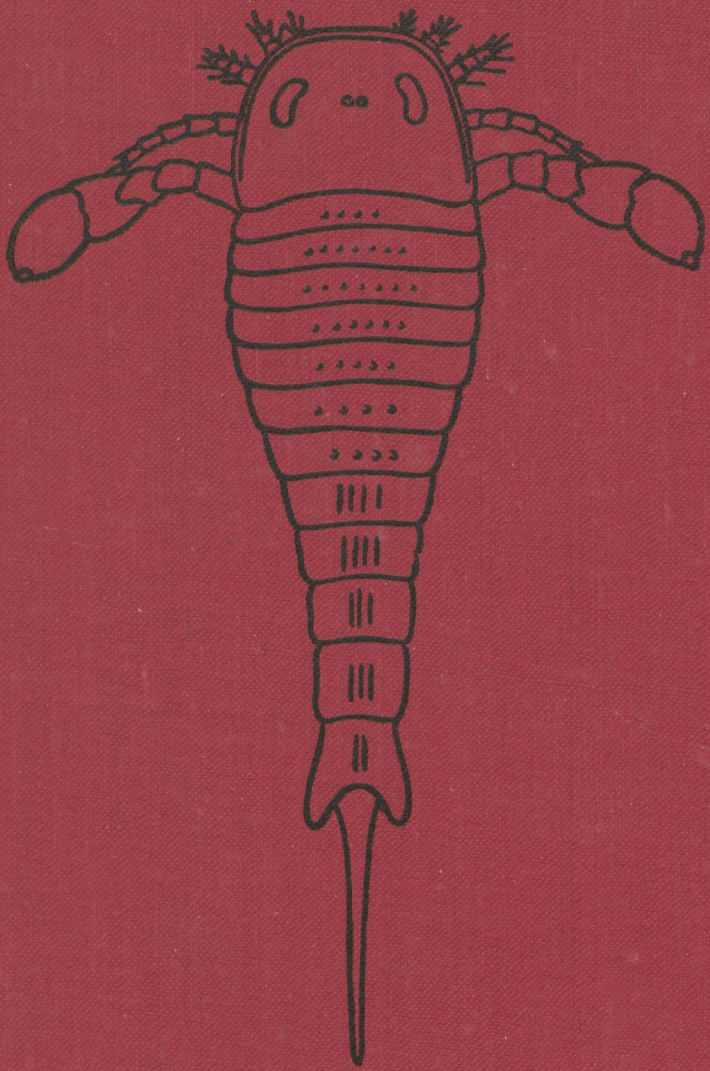


# СИЛУР ЭСТОНИИ

# СИЛУР ЭСТОНИИ

EESTI NSV TEADUSTE AKADEEMIA GEOLOOGIA INSTITUUT
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ АКАДЕМИИ НАУК ЭСТОНСКОЙ ССР

# СИЛУР ЭСТОНИИ

Под редакцией Д. Л. КАЛЬО

Eesti
Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut
№ 427

ИЗДАТЕЛЬСТВО „ВАЛГУС" · ТАЛЛИН 1971

55
С 36

Toimetuse kolleegium:
ENSV TA akadeemik K. Orviku (esimees), geoloogia-mineraloogiadoktor R. Männil (sekretär), geoloogia-mineraloogiakandidaadid S. Baukov, D. Kaljo, A. Raukas, H. Viiding

Редакционная коллегия:
академик АН ЭССР К. К. Орвику (председатель), доктор геолого-минералогических наук Р. М. Мянниль (секретарь), кандидаты геолого-минералогических наук С. С. Бауков, Д. Л. Кальо, А. В. Раукас, Х. А. Вийдинг

Художественное оформление Т. Ару

*Печатается по постановлению*
*Редакционно-издательского совета*
*Академии наук Эстонской ССР*

*

РИСО № 771

УДК 551.733.3(474.2)

**Силур Эстонии.** Коллектив авторов. Отв. ред. Д. Л. Кальо. Изд. АН ЭССР. Изд-во «Валгус». Таллин, 1970. 343 стр + 20 вклеек + 4 вкладки.

Обобщены данные исследований по литологии, био- и литостратиграфии и палеогеографии силура Северной Прибалтики. Изложена в основных чертах история изучения силурийских отложений. Охарактеризованы основные типы пород, закономерности площадного и вертикального распространения терригенного материала, его состав и вторичные изменения пород. Приведены биостратиграфические обзоры всех основных групп фауны: строматопороидей, кораллов, мшанок, брахиопод, моллюсков, трилобитов, остракод, граптолитов, конодонтов, некоторых позвоночных и кислотоустойчивых остатков организмов. В главе, посвященной стратиграфии, дана новая стратиграфическая схема, в которой выделены четыре яруса (лландовери, венлок, лудлов, даунтон) и десять горизонтов. В пределах последних выделены литостратиграфические подразделения, описана литология и приведены полные составы комплексов остатков ископаемых организмов. Силурийский разрез Эстонии коррелируется с соответствующими разрезами смежных областей. Охарактеризовано в основных чертах фациальное развитие северной части Палеобалтийского бассейна в силуре. Рис. 89. Фототабл. 16. Табл. 50. Библ. 304 назв.

2—9—1

# ВВЕДЕНИЕ

В геологическом строении территории Эстонии силурийские отложения имеют значительно меньший удельный вес, чем, например, ордовикские или даже девонские породы. И все же, несмотря на это, Эстония является одной из наиболее интересных в мире областей развития силура. Почти ненарушенное залегание слоев, слабая метаморфизация пород и превосходная сохранность остатков ископаемых организмов дают возможность проводить разнообразные исследования, вырабатывать новые подходы к литологическим, био- и литостратиграфическим, палеонтологическим, палеогеографическим проблемам. О большом познавательном значении силурийских отложений и фауны Эстонии свидетельствует постоянное внимание, проявляемое к силуру Эстонии многими советскими и зарубежными исследователями.

Силурийские породы Эстонии имеют также большое народнохозяйственное значение, в первую очередь как строительный материал. Отметим, например, хотя бы известные каармаские доломиты, узорчатый мустъялаский камень, мюндиские доломиты и основное местное сырье для обжига на известь — тамсалуский пентамеровый известняк.

Тем не менее рассматриваемые отложения и фауна оставались долгое время слабо изученными, особенно по сравнению с ордовикскими. Учитывая важность изучения силура, в 1953 г. Институтом геологии АН ЭССР были начаты соответствующие планомерные работы. Первым приступил к изучению юруского и тамсалуского горизонтов А. О. Аалоэ. Позже фронт исследований постепенно расширялся: Э. А. Юргенсон в 1955 г. занялась изучением литологии отложений; в 1957 г. Д. Л. Кальо и Э. Р. Клааманн приступили к изучению кораллов, а Р. Э. Эйнасто — литологии эвриптеровых доломитов; с 1959 г. М. П. Рубель, Х. Э. Нестор и Л. И. Сарв исследуют соответственно брахиоподы, строматопороидеи и остракоды. Названные авторы и составляют основной коллектив, занимавшийся в последние годы всесторонним изучением силура Эстонии. В составлении отдельных разделов настоящей книги участвовали также Р. М. Мянниль, Р. П. Мянниль, В. Я. Вийра, Э. Ю. Марк-Курик из Института геологии АН ЭССР, А. К. Рыымусокс из Тартуского государственного университета, Г. Г. Астрова и Г. В. Копаевич из Палеонтологического института АН СССР (см. Оглавление).

Итогом работы этого коллектива и является настоящая монография. Но она — не единственный итог проделанной работы. Отдельные палеонтологические и литологические монографии уже были изданы раньше (Клааманн, 1964, 1966; Нестор, 1964, 1966; Сарв, 1968; Рубель, 1970; Юргенсон, 1966) или находятся в стадии подготовки к печати.

Цель настоящего труда заключается в обобщении накопленного материала по стратиграфии, литологии, распространению отдельных групп фауны и отчасти по палеогеографии силура Эстонии, стратотипической области силура Прибалтики, для создания прочной основы дальнейших исследований.

План обобщения построен по принципу от частного к общему: литология отложений, с одной стороны, и распространение групп фауны — с другой использованы для обоснования стратиграфии отложений и выяснения характера развития Палеобалтийского бассейна в силуре. Последний раздел работы (гл. V) наименее полный, поскольку он охватывает только северную окраину бассейна (рис. 1). В стратиграфической части много внимания уделяется обоснованию границ стратиграфических подразделений, так как до сих пор они устанавливались большей частью только литологически.

Материал для работы собран из коренных выходов горизонтов и кернов буровых скважин (рис. 2); нумерация последних выдерживается на протяжении всей книги. Именно данные буровых разрезов имели

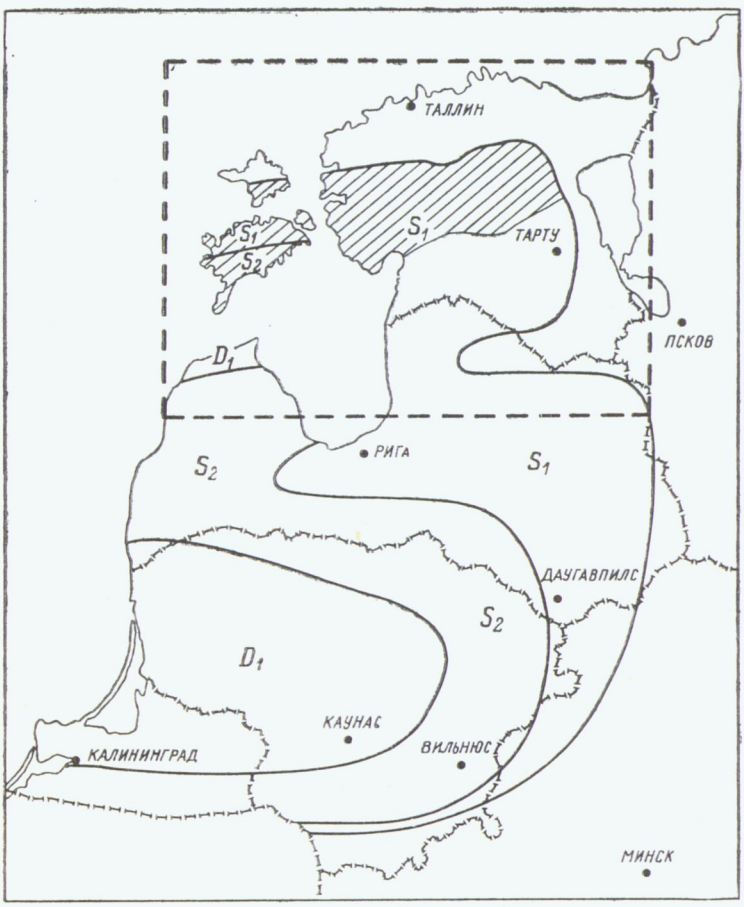



Рис. 1. Схема распространения силурийских отложений в Прибалтике.
Рассматриваемый район обозначен квадратом, полоса выходов — штриховкой.

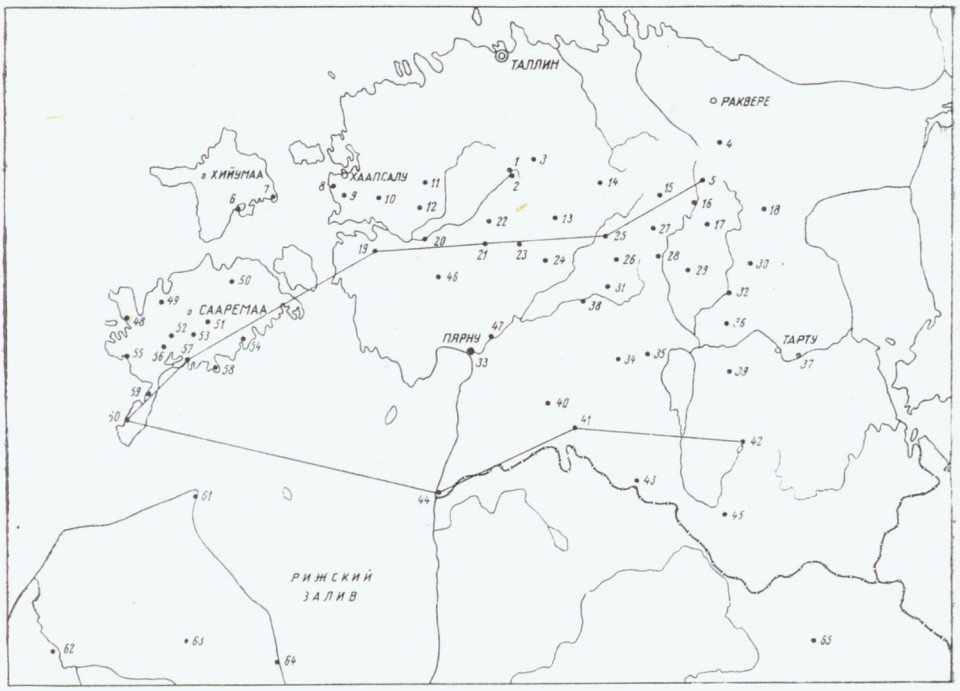



Рис. 2. Схема расположения изученных глубоких скважин.

*1* — Рапла; *2* — Кумма; *3* — Юуру; *4* — Пандивере; *5* — Камарику; *6* — Орьяку; *7* — Сарве; *8* — Пуску; *9* — Азукюла; *10* — Мартна; *11* — Ристи-Майдла; *12* — Силла; *13* — Кяру; *14* — Линтси; *15* — Вао; *16* — Пийбе; *17* — Кярде; *18* — Метсакюла; *19* — Кирикукюла; *20* — Румба; *21* — Нурме; *22* — Валгу; *23* — Кынну; *24* — Рыуза; *25* — Эйамаа; *26* — Кабала; *27* — Пяйнурме; *28* — Пуйату; *29* — Сулуствере; *30* — Паламузе; *31* — Выхма; *32* — Курси; *33* — Пярну; *34* — Вильянди; *35* — Сурвакюла; *36* — Лаэва; *37* — Каагвере; *38* — Ванаыуэ; *39* — Кариярве; *40* — Тылла; *41* — Абья; *42* — Отепя; *43* — Хольдре; *44* — Икла; *45* — Карула; *46* — Коонга; *47* — Тори; *48* — Яагараху; *49* — Мустъяла; *50* — Карья-Пярсамаа; *51* — Сагаристе; *52* — Каармизе; *53* — Мээдла; *54* — Сакла; *55* — Кипи; *56* — Паадла; *57* — Кингисепп; *58* — Вяйке-Роотси; *59* — Каугатума; *60* — Охесааре; *61* — Колка; *62* — Пилтене; *63* — Талси; *64* — Энгуре; *65* — Алуксне. Линиями показано расположение профилей на рис. 3.

определяющее значение для выработки новых положений и выявления закономерностей. Поскольку стратиграфия отложений рассматривается в конце книги, то для удобства на рис. 3 приведен ключ к стратиграфическим терминам, позволяющий получить представление о примерных соотношениях и распространении основных стратиграфических подразделений.

Употребляемая в книге терминология в большей части общепринятая и поэтому разъяснения требуют только отдельные понятия, такие, как «фация», «фациальная зона», «ассоциация», «фаунистический комплекс», «фаунула». Литологической классификации посвящен специальный раздел (см. гл. II), где дано и объяснение соответствующих терминов.

Термин «фация» понимается в первоначальном, гресслиевском, смысле как латеральная (региональная) разновидность (участок) стратиграфического подразделения, признаки отложений которой указывают на специфические условия образования. По фациям, генетическим признакам отложений восстанавливается палеогеографическая обстановка времени накопления осадков. Наше истолкование этого

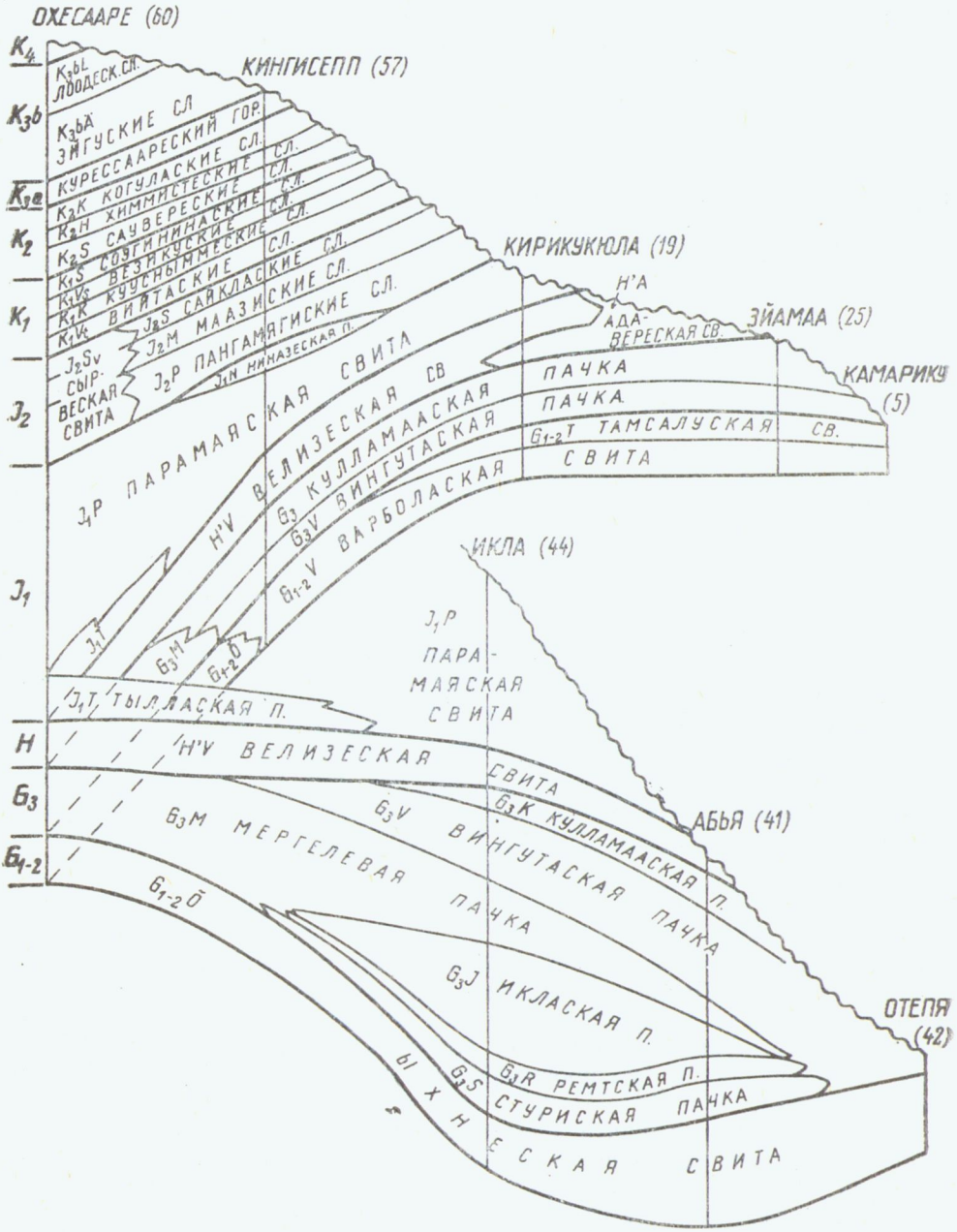



Рис. 3. Обзор использованных в работе основных стратиграфических терминов и индексов по двум профилям: Охесааре—Камарику и Охесааре—Отепя.

Мощности подразделений более 10 м пропорциональны. Индексы горизонтов. Лландовери: $G_{1-2}$ — юруский; $G_3$ — райккюлаский; Н — адавереский; венлок: $J_1$ — яниский; $J_2$ — ягарахуский; лудлов: $K_1$ — роотсикюлаский; $K_2$ — маадлаский; $K_3a$ — курессааресский; даунтон: $K_3b$ — каугатумаский; $K_4$ — охесааресский.

термина практически не отличается от данного В. Т. Фроловым (1965), в работе которого можно найти и более подробные разъяснения.

Термин «фациальная зона» в трактовке авторов данной книги по содержанию тождествен термину «фация». Он применяется в случае необходимости указать на зональное изменение характера отложений и ископаемой фауны, на зональное расположение фаций относительно берегов бассейна и т. д. Этот термин удобен и тогда, когда фация состоит из нескольких «фаций» разного ранга (например, отмельная фация), классификацией которых мы не занимались. Для краткости в тексте используются в основном следующие условные названия фаций (фациальных зон): лагунная, отмельная, детритовая, переходная, открытоморская (см. гл. V).

Таким образом, содержание термина «фациальная зона» в этой книге отличается от принятого Р. М. Мянниле (1966), у которого он, по существу, передает смысл используемого здесь термина «структурно-фациальная зона». Тектонический фактор несомненно имел большое значение в развитии Палеобалтийского бассейна, но в данной работе из-за ограниченности охватываемой территории связи между фациями и структурами специально не прослеживаются.

Весь изученный район находится в основном в пределах южного склона Балтийского щита и в полосе его перехода в Прибалтийскую синеклизу. В лландовери в этой переходной зоне образовался Южно-Эстонский прогиб, в венлоке прогибание было максимальным в Ирбенском прогибе, а в лудлове и даунтоне — за пределами рассматриваемой здесь территории — в Польско-Литовской впадине. Отмечаются и отдельные проявления блоковой тектоники, например в конце лландовери в Южной Эстонии. В структурно-фациальном отношении выделяются две зоны: Эстонская и Латвийская. В последнюю входят в пределах приведенной здесь карты Курземский полуостров и юг Эстонии.

Для правильного понимания роли ископаемых организмов при изучении стратиграфии и палеогеографии силурийских отложений очень важно точно установить их распределение не только по разрезу, но и по площади. Для удобства при описании использовались следующие термины, объяснение которых дается ниже.

Под «ассоциацией» понимается постоянное (специфическое) совместное распространение каких-либо остатков ископаемых организмов. Обычно речь идет об одном или нескольких видах (например, ассоциация *Clorinda*), иногда составляющими могут быть и крупные таксоны, когда характер ассоциации выражется в групповом составе (например, ассоциация эвриптерид и агнат).

В последнее время обоснованно считают некорректным выражение «фауна горизонта». В данной работе для обозначения этого смыслового содержания используется теперь уже широко распространенный термин «фаунистический комплекс», хотя его неудобства очевидны. Вероятно, лучше было бы применять вместо него какой-либо другой термин, например «фаунула». Последний первоначально был предложен в несколько более узком смысле, но не стал популярным. Для эксперимента в нижеследующем термином «фаунула» будем обозначать совокупности ископаемых организмов данного стратиграфического подразделения, распространенных на определенной территории.

В итоге проделанной работы несколько изменилась стратиграфическая схема силура Эстонии (см. гл. IV). Схема эта несомненно требует дальнейшего уточнения и обобщения, особенно проверки в отно-

шении пригодности для силура всей Прибалтики. В ближайшие годы эта задача будет одной из основных. Требуют дальнейшей разработки также вопросы изменения литологического состава отложений, формирования фауны Палеобалтийского бассейна и другие. Недостаточно еще изучены некоторые группы фауны, особенно специальные вопросы палеонтологии.

Авторы питают надежду, что данный труд будет полезен при дальнейших исследованиях силура Прибалтики.

# ГЛАВА I. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ

Изучение силурийских отложений Эстонии и включенных в них остатков ископаемых организмов имеет уже почти полуторавековую историю. Полнота разреза, многочисленность хорошо сохранившихся окаменелостей — все это, а также прекрасная стратиграфическая схема, разработанная Ф. Шмидтом, постоянно привлекали внимание исследователей к силуру Эстонии.

История изучения силура Эстонии в целом или ее отдельных вопросов уже неоднократно являлась предметом обсуждения, и соответствующие публикации хорошо известны (Schmidt, 1858; Bekker, 1922; Соколов, 1953 и др.). В настоящее время в связи с изданием обзоров по геологической изученности СССР эти вопросы детально освещаются в специальном труде (Мянниль, 1968). Поэтому в данной книге история изучения силура Эстонии излагается лишь в общих чертах.

По содержанию и размаху проводимых работ, по уровню знаний и составу исследователей в истории изучения силура, как и вообще в истории геологических исследований в Эстонии, можно выделить четыре периода. Более подробное ознакомление с их характером показывает, что на развитие геологии в Эстонии заметное влияние оказывали социально-политические условия. Наряду с общим уровнем знаний они в итоге и определили прогресс в рассматриваемой нами области. Следовательно, и периодизация истории изучения в основных чертах должна совпадать с соответствующими социально-политическими этапами развития Эстонии.

Выделены следующие основные периоды:

1. 1825—1857 гг. — проведение первых исследований.
2. 1858—1916 гг. — разработка стратиграфической схемы и издание первых палеонтологических монографий.
3. 1917—1943 гг. — уточнение местной стратиграфии и монографическое изучение позвоночных.
4. Начиная с 1944 года — усовершенствование стратиграфической схемы на основе данных глубокого бурения и широкого монографического изучения различных групп беспозвоночных.

В первом, или как его еще называют, дошмидтовском периоде отдельные исследователи публиковали свои наблюдения о геологическом строении района и сообщения о находках остатков ископаемых организмов. Укажем, например, на работы М. Энгельгардта и Е. Ульпрехта о геологическом строении Эстляндии и Лифляндии (Engelhardt, Ulprecht, 1830), палеонтологические описания Э. Эйхвальда (Eichwald, 1853—1860) и др. Наиболее значительной работой этого периода, подготовившей труды Ф. Шмидта, было исследование А. Шренка о силурийских

отложениях Лифляндии и Эстляндии (Schrenk, 1854). Эта работа четко показывает достигнутый к тому времени уровень — сравнительно детальное литологическое описание силурийских пород, характеристика залегания и распространения их типов, расчленение на «группы» и сравнение с разрезом Англии и Готланда. Так как А. Шренк почти не пользовался палеонтологическим методом, то он пришел к совершенно неверным заключениям о последовательности слоев, хотя частично и достиг довольно хороших результатов (например, по верхнему силуру о. Сааремаа).

Таким образом, в первом периоде накоплялись факты, но целостной системы в виде стратиграфической схемы для понимания геологического строения территории создать еще не удалось. Это было сделано Ф. Шмидтом в следующем периоде. Поскольку работы и деятельность Ф. Шмидта определяют характер второго периода, то он часто и называется шмидтовским периодом.

Ф. Шмидт опубликовал первый вариант стратиграфической схемы в 1858 г. и уточнил ее в ряде последующих работ (Schmidt, 1881, 1891 и др.). Следует отметить, что Ф. Шмидт был последовательным сторонником применения палеонтологического метода в стратиграфии, и это, вместе с его обширными знаниями по силуру других регионов, позволило ему создать стратиграфическую схему, сохранившую свое значение до наших дней.

Во втором периоде был выполнен ряд существенных палеонтологических исследований, имевших большое значение для развития дальнейших работ этого направления. К ним относятся монография В. Дыбовского по кораллам (Dybowski, 1873, 1877), Ф. Розена по строматопороидеям (Rosen, 1867), И. Рогона по рыбам и агнатам (Rohon, 1892—1893), И. Нежковского и Ф. Шмидта по членистоногим (Nieszkowski, 1859a, b; Schmidt, 1883) и многие другие.

В конце периода появилась обзорная работа В. Твенхофеля (Twenhofel, 1916), значение которой состоит в основном в ознакомлении исследователей других стран с эстонским силуром и в введении географического принципа образования наименований стратиграфических подразделений.

Для полноты характеристики второго периода следует еще отметить, что сравнительно большое количество остатков ископаемой фауны было в то время описано из эрратических валунов на юге Прибалтики и на южном берегу Балтийского моря в основном немецкими исследователями (Boll, 1862; Reuter, 1885; Weissermel, 1894 и др.).

В итоге к концу второго периода трудами Ф. Шмидта и ряда широко известных геологов и палеонтологов того времени была разработана довольно детальная стратиграфическая схема силурийских отложений, описаны условия их залегания и литология, а также большое количество остатков ископаемых организмов. Несомненно, уровень изученности силура Эстонии был в то время очень высоким по сравнению с другими областями распространения силурийских образований.

В третьем периоде изучению силура уделялось значительно меньше внимания. В 20-х годах Х. Беккер и А. Луха начали широкую программу исследований, но из-за смерти Х. Беккера и перехода А. Луха на другую работу эти исследования были прерваны. Некоторое оживление в изучении силура отмечается лишь в конце 30-х годов в связи с работами Э. Розенштейн по лландовери (Rosenstein, 1938, 1939, 1940a и др.). Наиболее значительной работой того времени была докторская диссер-

тация А. Луха, из которой, к сожалению, опубликованы только краткие итоги (Luha, 1930).

Большое значение имели опубликованные в этом периоде биостратиграфические и особенно палеонтологические работы ряда зарубежных исследователей, например труд К. Тейхерта по стратиграфии лландовери (Teichert, 1928), К. Хоппе (Hoppe, 1931) по стратиграфии и позвоночным лудлова, широко известные исследования В. Паттена (Patten, 1931) и М. Робертсона (Robertson, 1935—1939) по остракодермам и многие другие.

В итоге стратиграфическая схема силура на уровне горизонтов получила почти уже современные форму и номенклатуру, но ее палеонтологическое и литологическое обоснование существенно не пополнилось, особенно в части беспозвоночных.

В четвертом периоде, в условиях широкого развития геологического картирования и поисков и связанного с этим глубокого бурения, значительно изменился характер накопляемого фактического материала. Вовлечение в сферу исследований районов глубокого залегания силура поставило перед геологами новые проблемы. Особенно это относится к 60-м годам, когда на базе кернового материала была проведена широкая ревизия всей стратиграфии силура Эстонии. Итоги ее публикуются в обобщенном виде в данной монографии.

С другой стороны, ревизия опиралась на широкое палеонтологическое изучение основных групп ископаемых беспозвоночных и на детальные литологические исследования. Поскольку соответствующие работы отражены в отдельных главах данной книги, то здесь они не рассматриваются. Отметим лишь, что в 50-х годах ряд очень важных палеонтологических исследований провели ленинградские геологи, среди которых особое значение имеют исследования Б. С. Соколова (1951, 1952, 1955).

В этом периоде впервые были составлены литолого-фациальные и палеогеографические карты (Соколов, Александрова, 1952; Аалоэ, Кальо, Соколов, 1960), охватившие также и соседние регионы и обобщившие большой фактический материал по геологическому развитию территории.

В настоящее время изученность силура Эстонии значительно улучшилась, стратиграфическая схема стала более четкой и обоснованной, но многие собранные факты еще недостаточно обобщены, а по многим проблемам не имеется достаточного количества фактического материала. В дальнейшем основное внимание следует уделять корреляции разнофациальных свит, выяснению вопросов распространения фауны в зависимости от фаций и обоснованию хроностратиграфических границ.

# ГЛАВА II. ЛИТОЛОГИЯ

## ВВЕДЕНИЕ. КЛАССИФИКАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Силурийские отложения в Эстонии, представленные в основном карбонатными и терригенно-карбонатными породами, характеризуются большим разнообразием структур и текстур, многочисленными хорошо сохранившимися органическими остатками и следами жизнедеятельности организмов. На нескольких стратиграфических уровнях развиты небольшие органогенные постройки. Терригенные отложения, состоящие на большей части изученной территории из глин и аргиллитов небольшой мощности, имеют подчиненное значение. Грубозернистые терригенные отложения, такие, как песчаники и гравелиты, отсутствуют. По направлению к центральной части бассейна значение тонкозернистых терригенных пород постепенно увеличивается.

Одной из наиболее характерных особенностей разреза силура Эстонии, в частности в районе выходов, является также большое число четко выраженных поверхностей перерыва, указывающих на прерывистость в общем стратиграфически непрерывного осадконакопления.

Проведенные литологические работы по силурийским отложениям Эстонии большей частью носили локальный характер, охватывая главным образом район выходов (Rosenstein, 1940a, b; Аалоэ, 1956; Aaloe, 1958; Юргенсон, 1959, 1961, 1964; Jürgenson, 1960, 1961a, b, 1962; Einasto, 1961a, b; Эйнасто, 1964), и часто имели стратиграфическую направленность (Аалоэ, 1958, 1960, 1961; Klaamann, 1961; Пальмре, 1962; Эйнасто, 1962). Наиболее полно освещена литология лландоверийских отложений (Юргенсон, 1966).

Силурийские породы в районе глубокого залегания были изучены слабо — описывались лишь некоторые разрезы глубоких буровых скважин или рассматривалась литостратиграфия отложений (Кала, Менс, Ундритс, 1962; Аалоэ, Кальо, 1962; Нестор, Кала, 1968; Кальо, Вингисаар, 1969). Большой интерес представляют работы латышских геологов по этому району, особенно сводная работа Л. К. Гайлите, М. В. Рыбниковой и Р. Ж. Ульст (1967).

В настоящей книге литология силурийских отложений впервые рассматривается в пределах всего изученного района и по всему разрезу, достаточно детально и вместе с тем обобщенно, в связи с общим развитием Палеобалтийского бассейна.

Стратиграфическая и фациально-палеогеографическая направленность данной работы определила и основной принцип классификации пород. Классификация основывается на первичных признаках пород, отражающих особенности седиментации и условия обитания фауны и флоры, а также условия захоронения органических остатков в отложе-

ниях. При составлении классификации учитывались еще следующие требования: 1) ранг классификационных подразделений должен соответствовать фациальной значимости факторов, определяющих образование данных осадков; 2) границы подразделений должны определяться сравнительно простыми количественными соотношениями компонентов пород; 3) в классификации должны быть отражены переходные разновидности между «чистыми» типами.

Этим требованиям, на наш взгляд, наилучшим образом соответствует классификация, основанная на количественных соотношениях первичных структурных компонентов пород.

Породообразующее значение имеют следующие различные в генетическом отношении структурные компоненты:

1) карбонат кальция скрыто- или тонкокристаллический (первоначально известковый ил);

2) доломит скрыто- или микрокристаллический (седиментационный доломитовый ил);

3) тонкозернистый и пелитовый терригенный материал;

4) скелетные остатки организмов и их разрушенные фрагменты — детрит различной крупности;

5) сгустки и частицы однородного микро- или скрытокристаллического карбонатного материала;

6) оолиты;

7) обломочные продукты разрушения частично затвердевавших карбонатных осадков и более древних карбонатных пород.

Все эти структурные компоненты, кроме терригенного, почти полностью относятся к местным седиментационным образованиям.

Различные количественные и пространственные комбинации названных компонентов и обусловливают все разнообразие силурийских пород.

Несмотря на подчиненное значение терригенных отложений, встречающийся в виде тонкозернистой или пелитовой примеси терригенный материал является одним из основных породообразующих седиментационных компонентов в породах силура Эстонии. В данной работе терригенный компонент рассматривается в объеме почти всего нерастворимого в 3,5%-ной HCl остатка, исключая пирит, как явно аутигенный минерал, органические остатки из хитиноподобного вещества и т. п., но включая полностью глинистый компонент, хотя и он частично может быть аутигенным.

Поскольку распространение, гранулометрический состав и количество терригенного компонента хорошо отражают общую фациальную зональность бассейна (см. гл. V), то его содержание в породах целесообразно принять за основу выделения самых крупных подразделений в классификации. Более мелкие разновидности пород по относительному содержанию терригенного материала выделены согласно классификации П. А. Вингисаара и др. (1965).

Вещественный состав рассматриваемых пород в общем не отражает первичное состояние осадков, так как вторичные процессы, в частности доломитизация, существенно изменили первичный состав отложений. На вторичную природу преобладающего большинства доломитов в разрезе силура Эстонии указывают их основные структурно-текстурные особенности: кавернозность и пористость, неравномерная величина кристаллов доломита (обычно тонко- и мелкокристаллических) и их изометрическая ромбоэдрическая форма, мозаичная структура основной массы, реликтовые структуры пород, частично выщелоченные и замещенные доломитом разнообразные скелетные остатки нормальномор-

ских организмов, наличие в ряде случаев аналогичных недоломитизированных известняков на коротких расстояниях. По этим признакам в большинстве случаев удается установить первичный характер доломитизированных пород и их принадлежность к определенным структурным группам известняков. Исходя из этого, в данной работе при классификации карбонатных пород целесообразно все вторичные доломиты отнести к известнякам соответствующих типов. Лишь в этом случае пространственные соотношения выделенных классификационных подразделений будут объективно отражать фациальные соотношения осадков.

Из указанных выше структурных составляющих три первые, вместе взятые, образуют в осадках илистый, четыре последние — зернистый компонент. Зернами здесь называются частицы размером более 0,05 мм любого генезиса, которые во время образования осадков имели более или менее твердую консистенцию. Разграничение зернистого и илистого компонентов в осадках производится на грани размера 0,05 мм по Л. Б. Рухину (1961), показавшему их разное гидродинамическое поведение.

Количественное соотношение этих двух основных гранулометрических компонентов в породах отражает гидродинамическую активность среды седиментации и, следовательно, является одним из наиболее общих фациальных признаков. В ряде классификаций известняков на основе ее выделяются крупные подразделения (Теодорович, 1941, 1950; Folk, 1959; Bissel, Chilinger, 1967).

В отличие от работ названных исследователей, в данной книге выделены не две, а три группы пород: 1) зернистые, в которых зернистый компонент всегда преобладает, а илистый компонент может вообще отсутствовать и поровое пространство между зернами целиком заполнено диагенетическим кальцитовым цементом (в таких случаях их следовало бы называть чистозернистыми = Sparrite по Folk, 1959); 2) илисто-зернистые, в которых постоянно встречаются оба основных компонента, но преобладает илистый компонент (50—75%) и 3) илистые, в которых зернистый компонент отсутствует или встречается в небольшом количестве (до 25%). При необходимости более высокое содержание зернистого компонента в илистой массе (10—25%) отмечается термином «зернисто-илистый».

Дальнейшее подразделение известняков производится по преобладающему генетическому компоненту. Выделены следующие типы известняков: обломочные, сгустковые, оолитовые, детритовые и биоморфные. Первые четыре типа, аналогично всем кластическим отложениям, подразделяются на разновидности уже по размеру зерен, на основе общепринятой десятичной классификации.

На распределение органических остатков, особенно если они целые и встречаются в большом количестве, существенное влияние оказывает экологический фактор — условия обитания и захоронения. Преобладающая часть органических остатков рассматриваемых отложений принадлежит к бентосу и захоронилась на месте обитания. К последним, в частности, относятся представители групп, обитавших на илистых грунтах. Посмертное скопление скелетных остатков при участии гидродинамических факторов носит локальный характер и редко выходит за пределы ареала этих организмов. Исходя из этого, биоморфные известняки подразделяются на разновидности по преобладающей группе органических остатков.

Илистые породы подразделяются по первичному вещественному составу и по размеру кристаллов, слагающих карбонатную породу.

Для более удобного обозначения зернистых и илистых компонентов в породах в дальнейшем будем говорить соответственно о зернистых и кристаллических структурах (см. табл. 1).

Известняки органогенных построек, названные нами в данной работе условно биогермными, фациально сочетаются с зернистыми отложениями, но, исходя из специфики образования, включение их в состав зернистых пород нецелесообразно. Поэтому они занимают в классификации сравнительно самостоятельное место.

## Классификация пород

Карбонатные породы (н. о.* $<25\%$) (Carbonate rocks — insoluble residue $<25\%$).

А. Известняки (включая доломитизированные) (Limestones including dolomitized ones)

1. Зернистые известняки (з. к.** $>50\%$) (Grained limestones, grains or clasts $>50\%$)
   - Обломочные (Clastic)
     - а) псефитовые (Psephitic, lithocalciruditic)
     - б) псаммитовые (Psammitic, lithocalcarenitic)
   - Сгустковые (Pelletic, pellet-)
   - Оолитовые (Oölitic)
   - Детритовые (Biodetritic, biocalcarenitic, biocalcisiltitic)
   - Биоморфные (Biomorphous)
2. Илисто-зернистые известняки (з. к. $=25—50\%$) (Muddy-grained limestones, grains 25—50%)
   - Илисто-обломочные (Muddy-clastic)
   - Илисто-детритовые (Muddy-biodetritic)
   - Илисто-биоморфные (Muddy-biomorphous)
3. Илистые известняки (з. к. $<25\%$) (Muddy limestones, grains $<25\%$)
   - Скрыто- и микрокристаллические (Crypto- and microcrystalline)
   - Тонкокристаллические (Finely-crystalline)
4. Биогермные известняки (Biohermal)

Б. Первичные доломиты (Primary dolomites)

Терригенно-карбонатные породы (н. о. $=25—75\%$) (Terrigenous — carbonate rocks, insoluble residue 25—75%)

- Известковые алевролиты (Calcareous siltstones)
- Илисто-зернистые мергели (Muddy-grained marls)
- Мергели и домериты (Marls and domerites)

Терригенные породы (н. о. $>75\%$) (Terrigenous rocks, insoluble residue $>75\%$).

- Глины (Clays)
- Аргиллиты (Argillites)
- Метабентониты (Metabentonites)

В заключение следует подчеркнуть, что предлагаемая классификация составлена для характеристики пород силура Эстонии в отмеченных выше целях и не претендует на универсальность. Учитывая боль-

* н. о. — нерастворимый остаток или терригенный компонент.
** з. к. — зеристый карбонатный компонент.

Таблица 1

**Номенклатура основных зернистых и илистых структур, принятая в данной работе**

| Фракции | Размер фракций, мм | Терригенные | Обломочные | Детритовые | Кристаллические |
|---|---|---|---|---|---|
| Зернистые | $>1{,}0$ | Гравийная | Псефитовая | Крупнодетритовая | Крупнокристаллическая |
| | 1,0 —0,1 | Песчаная | Псаммитовая | Мелкодетритовая | Среднекристаллическая |
| | 0,1 —0,05 | Крупноалевритовая | Пылеватая | Шламовая | Мелкокристаллическая |
| Илистые | 0,05—0,01 | Мелкоалевритовая | — | — | Тонкокристаллическая |
| | 0,01—0,005 | Крупнопелитовая | — | — | Микрокристаллическая |
| | $<0{,}005$ | Мелкопелитовая | — | — | Скрытокристаллическая |

шое разнообразие известняков, данная классификация может служить лишь одним из примеров общей их систематизации, а для доломитов, терригенно-карбонатных и терригенных пород она имеет весьма ограниченное значение.

Ниже будут подробнее рассмотрены лишь «чистые», относительно однородные типы пород, хотя в природе существует большое число переходных разновидностей, которые разграничиваются по количественным соотношениям породообразующих компонентов.

## ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ

### КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Карбонатные породы с незначительной ($<25\%$) примесью терригенного компонента составляют подавляющее большинство силурийских отложений Эстонии. Они почти целиком представлены разнообразными известняками — типичными отложениями обширного платформенного шельфового моря с богатым органическим миром. Первичные доломиты имеют ограниченное и в фациальном отношении строго локализованное распространение, явления же вторичной доломитизации широко распространены именно в более чистых известковых породах.

По сравнению с терригенно-карбонатными и терригенными отложениями карбонатные породы изучены лучше, поскольку толща силурийских отложений в районе выходов сложена главным образом карбонатными породами. Этим в некоторой мере обусловлено и их более детальное подразделение на типы и разновидности. Кроме того, следует иметь в виду, что карбонатные отложения более мелководные и поэтому, естественно, более изменчивые. Вглубь бассейна они последовательно замещаются все более однородными терригенно-карбонатными и терригенными отложениями (см. гл. V).

## ИЗВЕСТНЯКИ

### Зернистые известняки

Зернистые известняки образуют обширную группу карбонатных пород, в которых зернистый компонент преобладает над илистым. Часто последний вообще отсутствует, и все поровое пространство заполнено прозрачным диагенетическим кальцитом. Зернистый материал состоит из различных по генезису частиц, из которых породообразующее значение имеют следующие: обломки ранее существовавших карбонатных пород (гальки, песчинки и др.), известковые сгустки, оолиты, разные скелетные остатки организмов, зерна терригенных минералов, иногда также копролиты и «микропроблематика». Почти все эти компоненты могут образовывать самостоятельные монокомпонентные и относительно однородные отложения, но чаще всего они встречаются смешанно в самых разных соотношениях. Дифференцированность осадочного зернистого материала на отдельные слои по величине зерен контролируется прежде всего динамическим фактором, зависящим главным образом от глубины моря. Максимальная сортировка его отмечается в прибрежных отложениях, в частности в отмельной фации, и постепенно уменьшается с увеличением глубины.

В зернистом материале силурийских отложений Эстонии наибольшее породообразующее значение имеют скелетные остатки организмов в виде целых раковин или в разной степени разрушенных фрагментов (детрита). Из многочисленных нормальноморских групп организмов чаще встречаются остатки брахиопод, криноидей, остракод, мшанок, гастропод, строматопороидей, табулят, ругоз и реже — остатки трилобитов, наутилоидей, пелеципод, водорослей.

Кальцитовые скелетные остатки часто перекристаллизованы, что затрудняет определение таксономической принадлежности органических остатков, в частности детрита, по шлифам и пришлифовкам. Определить групповой состав фрагментов диаметром менее 0,1 мм (шлам) удается лишь у особенно хорошо диагностируемых групп (трилобиты, брахиоподы, остракоды). Кроме кальцитовых органических остатков в силуре Эстонии встречаются еще остатки эвриптерид, граптолитов, агнат, конодонтов, хитинозой и другие, состоящие из хитиноподобного нерастворимого вещества. Породообразующего значения они практически не имеют, но для стратиграфии, в частности доломитизированных толщ, весьма ценны.

### Обломочные известняки

В эту группу объединены известняки, в зернистом компоненте которых преобладают образовавшиеся механическим путем обломки карбонатных пород диаметром более 0,05 мм.

В общем объеме отложений силура Эстонии обломочные известняки составляют незначительную часть. Только в более прибрежных фациях они отличаются большим разнообразием, часто повторяются в разрезах в виде маломощных (от 2 до 30 см) прослоев и встречаются более или менее часто во всех горизонтах. Частые прослои обломочных пород особенно характерны для варболаской и тамсалуской свит, кулламааской и сымеруской пачек и для всего верхнего силура западной части о. Сааремаа.

За исключением редких прослоев брекчий в первичных доломитах райккюлаского и роотсикюлаского горизонтов, все обломочные породы,

не затронутые вторичной доломитизацией, являются чистыми известняками, содержащими обычно лишь 1—3% доломита и не более 10% нерастворимого остатка. Только в некоторых конгломератах вингутаской пачки райккюлаского горизонта содержание доломита достигает 20%. Терригенный компонент в обломочных известняках представлен глинистыми минералами, а иногда и алевритовыми зернами кварца. Роль аутигенных минералов, за исключением пирита, незначительна.

Обломочные известняки обычно сочетаются с другими зернистыми известняками, в частности с детритовыми, биоморфными, и имеют с ними постепенные переходы.

По величине зерен среди обломочных карбонатных пород выделяются три разновидности: а) псефитовые породы (известняковые гравелиты, кальцирудиты) с величиной обломков более 1 мм, подразделяющиеся по окатанности обломков на конгломераты и брекчии; б) псаммитовые породы (известняковые песчаники, калькарениты) с величиной обломков 0,1—1,0 мм и в) пылеватые породы с частицами размером 0,05—0,1 мм. Из них чаще встречаются лишь первые. Обломочные частицы псаммитовой и пылеватой фракций почти не имеют самостоятельного породообразующего значения, хотя в виде примеси закономерно присутствуют в обломочно-детритовых, обломочно-биоморфных и обломочно-сгустковых известняках.

### *Псефитовые известняки*

Представлены они главным образом конгломератами. Брекчии встречаются редко и имеют ограниченное распространение.

Известковые конгломераты установлены во всех горизонтах в виде отдельных прослоев до 20 см мощности. Они сочетаются чаще всего с детритовыми, биоморфными и сгустковыми известняками.

Гальки сложены различными известняками, чаще всего плотным скрытокристаллическим. В зависимости от состава вмещающих пород, гальками могут служить также окатанные обломки псаммитовых, сгустковых, детритовых или биоморфных известняков, во всех случаях с незначительным содержанием глинистого вещества. Гальки более глинистых пород (мергеля, домерита) захороняются лишь в редких случаях




Рис. 4. Конгломерат из плоских галек. Клиф Соэгинина, низы $K_1S$.

Ниже поверхности перерыва обломочный материал несортирован, микрокристаллическая основная масса встречается в виде неправильных участков (на рисунке — белые площади). Выше поверхности перерыва мелкозернистая (обломочно-сгустковая) основная масса хорошо сортирована; наклон плоских галек в общем однонаправленный, противоположный наклону большинства плоских галек, залегающих ниже поверхности перерыва.

*1* — гальки из микро- или скрытокристаллического известняка; *2* — гальки из обломочно-сгусткового известняка; *3* — пылевато-псаммитовая обломочно-сгустковая основная масса с прозрачным кристаллическим цементом; *4* — поверхности перерыва; *5* — окатанные желвачки соленопорид; *6* — окатанные обломки ветвистых табулят; *7* — раковины гастропод; *8* — створки пелеципод; *9* — детрит остракод.

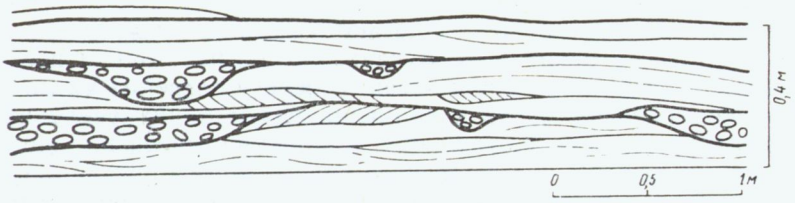



Рис. 5. Линзовидное залегание конгломератов в карьере Матсукюла.

(найдены в юруском горизонте у Вахтрепа и в роотсикюласком горизонте у Вийта).

В отдельных случаях, в частности в каринуских слоях, гальками служат округленные колонии строматопороидей и табулят небольших размеров, а также онколиты и соленопориды, встречающиеся часто в соэгининаских слоях и реже в ниназеской пачке и паадласком горизонте (см. табл. II, *1*). В конгломератах нередко встречаются и окатанные створки пелеципод, брахиопод, гастропод. В роотсикюласком горизонте, у Кюбасааре, найдены также гальки, сложенные мелкогалечным (0,5—3 см) известняковым конгломератом, свидетельствующие о повторном переотложении обломочного материала.

Гальки обычно плоские: соотношение короткой и длинной осей у крупных галек (длинная ось до 15 см) доходит до 1 : 20, а у мелких галек (длинная ось 1 см) не превышает 1 : 3. Степень окатанности увеличивается с уменьшением размеров галек. Гальки часто пиритизированы (табл. 1, *6*) и просверлены трипанитами. Ходы сверления заполнены в основном чистым диагенетическим кальцитом, а более крупные — также мелкозернистым материалом.

Обломочный материал в конгломератовых прослоях обычно плохо отсортирован: среди галек встречается псаммитовый и сгустковый материал, детрит разной величины (табл. 1, *5*). Внутри слоя гальки часто располагаются с наклоном в разных направлениях, без ясной ориентации. Лишь в редких случаях можно наблюдать одинаковый наклон большинства удлиненных галек, например среди известняков вингутаской пачки райккюлаского горизонта и в обнажениях Везику и Соэгинина роотсикюлаского горизонта (см. рис. 4). В горизонтальном направлении эта картина быстро изменяется и без статистической обработки большого материала не позволяет сделать палеогеографических выводов.

Тип цемента в конгломератах, как и в других зернистых породах, зависит от плотности упаковки обломочного материала: при плотном уложении его цементом служит прозрачный диагенетический кальцит порового типа, а при малой частоте галек, «плавающих» в основной массе, цемент состоит из сингенетического мелко- или скрытокристаллического известняка базального типа, в разной степени глинистого и доломитистого.

Нижний контакт конгломератовых слоев, как правило, резкий и нередко представлен поверхностью перерыва, а верхний часто постепенный: илистый материал вышележащего слоя служит цементом для верхней части или для всего конгломератового прослоя.

Площадное распространение отдельных конгломератовых прослоев небольшое, измеряется километрами, в редких случаях — десятками километров, а комплексы слоев с конгломератами в целом распространяются на большой территории в отмельной фациальной зоне бассейна.

Чаще всего конгломераты залегают в виде вытянутых линз, выклинивающихся в некоторых случаях уже на расстоянии нескольких метров (рис. 5). По мере приближения к берегу бассейна число и мощность конгломератовых слоев и величина галек в них увеличиваются. Это хорошо проявляется у отложений в западной части выходов юруского, роотсикюлаского и паадлаского горизонтов.

Конгломератов почти нет в тонких илистых отложениях центральной части бассейна, в пределах двух более глубоководных фациальных зон. Они крайне редки в яаниском горизонте и в западных районах распространения адавереского горизонта.

Брекчии встречаются в виде маломощных (не более 30 см, обычно 1—5 см), быстро выклинивающихся прослоев, главным образом в более глинистых, илистых или илисто-зернистых отложениях. Неокатанные обломки пород по составу и структуре обычно сходны с нижележащими породами и образовались при разламывании верхних слоев частично затвердевших осадков. Обломки включены в более глинистый материал, обычно в мергель или в карбонатную глину. Величина и форма обломков, а также количественные соотношения обломочного материала и цемента очень изменчивы, сортировка отсутствует. Иногда порода обломков так мало отличается от основной массы, что обломки остались бы неразличимыми, если бы их не окружали онколитовые оболочки (роотсикюлаский горизонт, скв. Кингисепп, глубина 54,5 м).

Редкие прослои брекчий в известковых отложениях установлены в юруском, райккюласком, адавереском, роотсикюласком, паадласком и каугатумаском горизонтах.

В распространении брекчий закономерности не наблюдается — они встречаются в различных разрезах, на разных уровнях, и только в редких случаях их удается сопоставить на близких расстояниях (несколько километров).

В роотсикюласком горизонте маломощные слои брекчий иногда связаны с биостромами пластовых строматолитов. Обломки в этих прослоях состоят из разломанных тел строматолитов. Брекчии в указанном горизонте в большинстве случаев связаны с седиментационными доломитами, и состав самих брекчий, в отличие от всех остальных типов обломочных пород, также первично доломитовый (см. рис. 14). Образование таких брекчий, по всей вероятности, связано с очень кратковременным усилением движения воды в придонной части бассейна и захоронением сразу после разламывания верхних, еще не окаменевших слоев осадка.

Своеобразную разновидность составляют так называемые рифовые брекчии, состоящие из неокатанных обломков биогермных известняков и находящиеся в непосредственной близости с биогермами (хиллистеская и катриская пачки). Слои указанных брекчий имеют очень изменчивую мощность (до 0,5 м) и быстро выклиниваются.

В восточных районах выхода адавереского горизонта, у Выхма, обнажаются своеобразные брекчиевидные «обломочные доломиты», состоящие из угловатых комков темно-серого сильно пиритизированного мелко- и среднекристаллического доломита и вмещающего светло-серого плотного микрокристаллического доломита. Условия образования этих доломитов еще не выяснены (см. Юргенсон, 1966).

### *Псаммитовые известняки*

Обломочные известняки, в которых преобладает фракция 0,1—1,0 мм, встречаются в силуре Эстонии очень редко. Основная часть описанных раньше псаммитовых известняков (Аалоэ, 1958; Юргенсон, 1966) принадлежит к сгустковым известнякам, так как происхождение большинства слагающих эти образования частиц, по всей вероятности, не обломочное, а акреционное.

Псаммитовые известняки в чистом виде почти не встречаются, в них повсеместно наблюдается примесь мелкопсефитового или сгусткового материала и детрита разной крупности. Последний часто микритизирован.* Зернистый материал плохо отсортирован, но обычно хорошо окатан. Псаммитовые частицы состоят в основном из плотного микро- или тонкокристаллического известняка. Цемент — диагенетический кальцит порового типа (табл. I, *4*; табл. II, *3*).

В крупнопсаммитовой фракции ($>0{,}5$ мм) песчинки часто имеют неоднородный состав, содержат примесь мелкого шлама и сгустков. По форме они овальные или округлые, с гладкой поверхностью. Встречаются сильно окатанные обломки органических остатков — так называемый органопсаммит (табл. II, *3*). Нередко песчинки пиритизированы аналогично галькам. В мелкопсаммитовой фракции ($<0{,}5$ мм) песчинки по составу однородные, близкие к сгусткам.

Макроскопически псаммитовые известняки светло-серые яснозернистые плотные и крепкие, залегают в виде прослоев и линз мощностью до 15 см среди обломочных, детритовых и биоморфных известняков, с которыми имеют постепенные переходы. Для них характерна тонкая горизонтальная слойчатость или волнистая до косоволнистой.

Содержание терригенного компонента небольшое и иногда доходит до 20%. Из органических остатков найдены строматопороидеи, кораллы, иногда онколиты, пелециподы, в лландовери — также пентамериды. Скелетные остатки обычно окатаны.

Аналогично другим типам чистозернистых карбонатных пород, псаммитовые известняки являются надежным индикатором постоянноподвижной среды, характерной для отмельной фации.

В виде прослоев псаммитовые известняки установлены в варболаской свите, в хиллистеской и кулламааской пачках, в маазиских, вийтаских, везикуских, соэгининаских и удувереских слоях и в каугатумаском горизонте.

### Сгустковые известняки

В отличие от более ранних работ (Jürgenson, 1961; Юргенсон, 1961; Вингисаар и др., 1965), здесь термин «сгустки» имеет не гранулометрическое, а генетическое значение. Сгустками (англ. pellets) называются, независимо от их величины, агрегатные округленные частицы однородного микрокристаллического карбоната кальция.

До недавнего времени сгустки единогласно считались наиболее мелкой фракцией обломочных частиц и их целиком относили к мелкообломочному материалу. Но изучение современных известковых осад-

---

* Микритизацией в зарубежной литературе принято называть образование на скелетных остатках тонкого более светлого или более темного налета карбоната в результате заполнения арагонитом сети мельчайших каналов, просверленных водорослями (Bathurst, 1967).

ков на Багамской банке привело к выводу, что сгустки образуются в ходе седиментации, главным образом в результате физико-химических процессов в умеренно подвижных условиях среды, путем срастания отдельных мельчайших зерен в агрегаты (Illing, 1954) или агглютинацией мягкого карбонатного ила (Beales, 1958; Folk, 1959). Предполагается, что определенную роль в образовании сгустков играют и микроорганизмы. В работах ряда исследователей доказано, что часть сгустков — это перекристаллизованные копролиты (Cloud, 1962; Purdy, 1963 и др.), характерные признаки которых иногда сохраняются в процессе окаменения и позволяют отличать их от сгустков иного происхождения (Amstutz, 1958; Маслов, 1960а). С другой стороны, доказано, что при перекристаллизации мелких скелетных фрагментов (шлама) образуются однородные тонкокристаллические зерна, неотделимые от акреционных сгустков (Ginsburg, 1956; Friedman, 1964; Folk, 1965). Несомненно, в состав сгусткового материала иногда входят и мелкие однородные обломочные зерна крупноалевритовой и мелкопесчаной фракций, но их роль обычно невелика.

Изложенное убедительно указывает на полигенное происхождение сгусткового материала и на необходимость выделения сложенных в основном сгустками известняков в отдельный тип, что и сделано в классификации И. В. Хворовой (1958).

В чистозернистых отложениях силура Эстонии сгустковый материал является одним из наиболее часто встречающихся компонентов. Однако он относительно редко преобладает над другими зернистыми компонентами и поэтому самостоятельные сгустковые известняки распространены ограниченно. Они встречаются в виде линз и прослоев небольшой мощности (от 1—3 до 30 см), сочетающихся с обломочными, оолитовыми и биоморфно-детритовыми чистыми известняками, и вместе с последними относятся к типичным отложениям отмельной фации.

В отличие от других зернистых известняков, сгустковые известняки заметно более однородны, содержат мало органических остатков и обломочного материала, хорошо отсортированы по крупности зерен. Среди смешанных обломочно-сгустково-детритовых известняков только в редких случаях преобладает сгустковый компонент (табл. II, *5*). Величина сгустков в общем колеблется от 0,05 до 0,25 мм, чаще — в интервале 0,07—0,15 мм, но в одном слое редко встречаются сгустки резко различной величины.

В редких случаях обнаружены сгустки и меньших размеров, начиная от 0,03 мм. Эта величина в некоторых классификациях принята за нижний предел крупности зернистого материала (Folk, 1959; Муррей, 1968). Но поскольку они встречаются редко, то целесообразно отнести сгустки размером мельче 0,05 мм в состав илистой основной массы. Форма сгустков неправильно-округлая, овальная или беспорядочная (у самых мелких). Внешний контур обычно четкий (табл. II, *5*).

По цвету сгустки обычно светло-серые или от небольшой примеси органического вещества коричневатые; в последнем случае и вся порода приобретает коричневый оттенок.

Цементом в сгустковых известняках служит только прозрачнокристаллический кальцит порового типа. Несомненно, что первоначально сгустковый материал частично сцементировался также тонким известковым илом, но в этом случае в диагенезе сгустки сливались с основной массой, и теперь эти породы выглядят как однородные микрокристаллические известняки.

Для сгустковых известняков характерна четко выраженная, но в результате хорошей сортированности материала труднонаблюдаемая полого- или косоволнистая микрослойчатость. Из органических остатков найдены лишь редкие фрагменты остракод, пелеципод, гастропод, ориентированные параллельно слоистости.

Иногда встречаются также мелкие (0,07—0,2 мм) стяжения различной формы и неясного происхождения, которые принято называть микропроблематикой. Часть их, вероятно, относится к копролитам, часть — к образованиям сине-зеленых водорослей.

В везикуских слоях (скв. Сакла, Сагаристе) встречены маломощные ($<10$ см) прослои, сложенные целиком копролитами вытянутой формы с острым кончиком и характерным «хвостиком», но такие скопления копролитов в общем редки. Обычно распознаваемые копролиты встречаются рассеянно в некоторых илисто-зернистых глинистых известняках, где наблюдается также обилие следов жизнедеятельности илоедов.

Наиболее широко сгустковые известняки распространены в роотсикюласком горизонте, особенно в нижней части седиментационных циклов, где сплошные слои сгусткового известняка (доломитизированного) достигают мощности 1 м. В виде маломощных прослоев и линз $\sim$ 1—5 см они обнаружены также в варболаской свите в хиллистеской, каринуской и кулламааской пачках, в маазиских слоях и в паадласком и охесаареском горизонтах.

Содержание терригенного компонента в сгустковых известняках незначительное, в пределах 1—3%. Вместе с оолитовыми известняками они являются химически наиболее чистыми и в целом сложены карбонатом кальция. По другим признакам сгустковые известняки также близки к оолитовым, что подтверждает правильность отнесения их в одну генетическую группу багамитов (Beales, 1958; Nevell, Rigby, 1957).

Согласно выводам Л. Иллинга (Illing, 1954), П. Клауда (Cloud, 1962) и других исследователей, образовавшиеся в результате физико-химических процессов сгустки могли первоначально иметь только арагонитовый состав, а последний образуется химически лишь в теплой воде, при температуре свыше 25° С (Фейрбридж, 1968). Таким образом, сгустковые известняки являются не только важным фациальным, но и палеоклиматическим индикатором.

## Оолитовые известняки

В силуре Эстонии известны в основном известковые оолиты. Железистые оолиты, сложенные пиритом, установлены лишь в одном месте в вийтаских слоях (скв. Кингисепп). Макроскопически оолитовые известняки светло-серые, чистые, плотные, яснозернистые, толстоплитчатые с горизонтальной и косоволнистой слойчатостью.

Оолиты большей частью малоразвитые, нередко зачаточные, с одной или с двумя тонкими карбонатными каймами толщиной 0,02—0,03 мм. В редких случаях и только в роотсикюласком горизонте оолиты имеют более четырех оболочек и бóльшие размеры (0,5—2,0 мм; см. табл. I, *3*), а при оолитизации мелких галек или скелетных остатков организмов диаметр их соответственно достигает 2—3 см.

Ядрами оолитов служат песчинки, сгустки, мелкий детрит, часто мелкие гальки и более крупные фрагменты створок пелеципод, остракод и гастропод.

Диаметр оолитов обычно 0,3—0,7 мм, в редких случаях достигает 2 мм, у зачаточных — 0,05—0,2 мм. Величина оолитов в большей мере зависит от величины ядра, чем от толщины оболочки: более крупные оолиты (диам. 0,5—1,0 мм) всегда имеют и более крупное ядро (0,4—0,8 мм), в то время как число отдельных оболочек (1—6) и общая их толщина (0,05—0,3 мм) могут не увеличиваться. Часто наблюдается сортировка оолитов по величине в разные слойки. Цементом, как правило, служит прозрачный диагенетический кальцит, реже базальный скрыто- или тонкокристаллический кальцит с незначительной глинистой примесью.

По составу оолитовые известняки являются чистыми известняками без заметной глинистой примеси; количество нерастворимого остатка не превышает 5%, чаще менее 2%. В первичном состоянии оолитовые известняки почти не содержат доломита (встречается в долях одного процента) и по составу очень близки к сгустковым известнякам.

Оолитовые известняки редко состоят только из одних оолитов. Обычно они содержат мелкие рассеянные гальки, скелетные остатки и сгустки, иногда также онколиты (табл. I, *1*, *2*) и сочетаются с обломочными, сгустковыми и биоморфно-детритовыми известняками. Нередко оолиты встречаются в незначительных количествах среди обломочного и детритового материала.

Распространение оолитовых известняков в Северной Прибалтике ограниченное — они установлены в виде прослоев мощностью не более 0,3 м лишь в хиллистеской пачке (Пуллапя), в маазиских слоях (скв. Сельгазе и Тагавере) и на разных уровнях в роотсикюласком горизонте.

Оолитовые известняки являются типичными отложениями отмельной фации. В современных водоемах, где происходит осаждение карбонатов, оолитовые осадки образуются в самой прибрежной — приливо-отливной зоне бассейна (Соловьев, 1956; Monaghan, Lytle, 1956; Newell a. o., 1960).

Подобно другим чистым зернистым известнякам, оолитовые известняки легко поддаются вторичной доломитизации, в ходе которой первичные структуры сильно изменяются, часто до полного исчезновения оолитовых структур. При доломитизации сильнее изменяется оолитовый известняк с чистым кальцитовым цементом, из которого легче выщелачивается цемент и ядра, состоящие из обломков створок, и порода приобретает беспорядочно-кавернозную структуру (табл. VII, *5*). У оолитового известняка с тонкокристаллическим базальным цементом легче выщелачиваются сами оолиты, от которых часто остаются лишь четко ограниченные пустоты. Доломитизированные оолитовые известняки распространяются в средней и восточной частях о. Сааремаа в пределах роотсикюлаского и яагарахуского горизонтов (в обнажениях Памма, Эйкла, Кюбассааре, Маази).

Следует отметить, что зачаточную оолитизацию можно легко принять за микритизацию, тем более, что оба этих процесса развиваются в близких условиях — в подвижных водах, перенасыщенных карбонатом кальция.

### Детритовые известняки

К детритовым известнякам относятся зернистые известняки, в которых разрушенные скелетные остатки организмов преобладают над другим зернистым материалом. Макроскопически они светло-серые или

синевато-серые, горизонтально- или волнистослоистые, относительно крепкие и встречаются в основном в виде прослоев и линз мощностью до 0,5 м в сочетании с биоморфными, обломочными и илисто-зернистыми известняками. В горизонтальном направлении их распространение ограничено. Только криноидные известняки нередко образуют однородные, более выдержанные пласты мощностью до нескольких метров.

В силуре Эстонии детритовые известняки почти все полидетритовые, хотя обычно в них остатки одной или двух-трех групп организмов сильно преобладают. Наиболее часто встречаются остатки брахиопод, криноидей, остракод, несколько реже — гастропод, мшанок, кораллов. Чистые детритовые известняки, состоящие только из органических остатков и цемента, встречаются редко; обычно породы содержат в изменчивом количестве обломочный, сгустковый материал, целые раковины отдельных групп организмов и представлены различными псаммитово-крупнодетритовыми, биоморфно-крупнодетритовыми, сгустково-мелкодетритовыми и более сложными смешанно-зернистыми разностями (табл. II, *4*, *6*; табл. III, *1—6*). Цемент, как правило, прозрачно-кристаллический диагенетический кальцит, в редких случаях на небольших участках встречается также микрокристаллический сингенетический карбонат кальция, иногда с более значительной (до 20%) примесью глинистого терригенного материала. В большинстве случаев содержание нерастворимого остатка не превышает 5%. Карбонатный компонент почти целиком представлен кальцитом. Более высокое содержание доломита (иногда до 20—30%) связано с вторичными процессами.

Детрит в рассматриваемых породах обычно в некоторой степени отсортирован, окатан и микритизирован (табл. III, *3*, *4*). Сортированность и окатанность увеличиваются по мере уменьшения крупности детрита. Хорошо отсортированные разности детритовых известняков в силуре Эстонии встречаются довольно редко и только в виде маломощных (до 10 см) прослоев и линз внутри плохо отсортированных детритовых или других зернистых известняков. Представлены они главным образом мелкодетритовыми и очень редко также шламовыми известняками. Для последних характерно отсутствие илистой основной массы; цемент полностью сложен диагенетическим кальцитом, что указывает на «промытость», т. е. на постоянноподвижные условия седиментации. Контакты слоев хорошо отсортированных детритовых известняков резкие; нижний контакт нередко является поверхностью перерыва. Часто внутри слоя наблюдается сортированная слоистость.

Обычно детрит разной крупности встречается смешанно: между более крупными фрагментами организмов постоянно присутствуют более мелкий детрит, сгустки, обломочные зерна. Крупнодетритовых известняков без примеси более мелкого зернистого материала практически не существует.

Детритовые известняки, в частности лучше отсортированные, являются типичными отложениями отмельной фации, в накоплении которых существенную роль несомненно играл гидродинамический фактор, хотя основой для образования больших масс детритового материала служила густая населенность раковинной фауны в мелководье.

Детритовые известняки встречаются во всех горизонтах силура Эстонии. Полидетритовые известняки характерны для каринуской, хиллистеской, пангамягиской пачек, маазиских слоев и особенно для паадлаского, каугатумаского и охесаареского горизонтов, в которых они залегают в виде маломощных прослоев или линз. В таммикуской пачке

по краям бореалисовой банки часто встречаются характерные биоморфно-крупнодетритовые известняки, сложенные в основном частично разрушенными створками пентамерид (табл. III, *5*). Наиболее мощный слой детритовых известняков, установленный в нижней части каугатумаского горизонта, обнажается в каменоломне Муратси и вскрыт скважиной Вяйке-Роотси в интервале 24,6—29,9 м. Он слагается горизонтальнослоистыми детритовыми, местами детритово-биоморфными и илисто-детритовыми известняками. В состав детрита входят почти в равных количествах обломки брахиопод, криноидей и ракообразных. В виде примеси присутствует мелкообломочный и сгустковый материал.

В качестве самостоятельной разновидности среди детритовых известняков целесообразно выделить криноидные известняки.

Криноидные известняки наиболее близки к монодетритовым, но, кроме обломков криноидей, они содержат в небольшом количестве еще обломки мшанок, брахиопод, реже кораллов, строматопороидей и, таким образом, являются по существу также полидетритовыми.

Макроскопически они светлые, синевато- или коричневато-серые, горизонтальнослоистые, плотные, с частыми стилолитовыми швами. Глинистые прослои в них встречаются редко. Вместе с оолитовыми, сгустковыми и пентамеровыми известняками они относятся к наиболее чистым известнякам в силуре Эстонии, содержащим нерастворимого остатка не более 5% и доломита также в пределах 1—5%. Но, подобно другим чистозернистым известнякам, криноидные известняки легко поддаются вторичной доломитизации, особенно часто в кесселайдской и кулламааской, реже в пангамягиской пачке.

По сравнению с прочими детритовыми известняками материал, слагающий криноидные известняки, лучше отсортирован и содержит меньше других зернистых компонентов. Однако небольшая примесь псаммитового и сгусткового материала, мелких галек довольно обычна. Цемент — чистый кальцит, часто регенерационный. Изредка встречается также илистая основная масса (табл. III, *1* и *2*).

Криноидные известняки обычно связаны с биогермными образованиями. В хиллистеской и ниназеской пачках они вмещают небольшие коралловые или мшанковые биогермы. В кесселайдской, пангамягиской и атлаской пачках криноидные известняки, содержащие в сравнительно большом количестве обломочный материал, образуют вокруг биогермов «шлейфы». Наблюдается закономерное уменьшение размерности детрита при удалении от биогермов.

Реже криноидные известняки встречаются в виде самостоятельных пластов, приуроченность которых к органогенным постройкам до сих пор не установлена. Такие пласты мощностью до 5 м встречаются в верхах каугатумаского горизонта, местами в каринуской, кулламааской и других пачках. В горизонтальном и вертикальном направлениях они замещаются илисто-детритовыми, обычно глинистыми известняками. Образовались они на подвижноводных отмелях, где, видимо, развивались обширные криноидные банки. Для криноидных известняков в верхах каугатумаского горизонта характерно наличие крупных члеников *Crotalocrinites*, придающих породе своеобразную структуру (табл. III, *6*). В райккюласком горизонте, у Калана, криноидные известняки сильно перекристаллизованы и поэтому почти лишены характерных для них структур.

## Биоморфные известняки

К биоморфным отнесены зернистые известняки, содержащие сравнительно больше целых скелетных остатков организмов. Раньше некоторые авторы (Аалоэ, 1958; Клааманн, 1961; Юргенсон, 1961) применяли название «биоморфные известняки» к породам, которые по нашей классификации принадлежат к илисто-биоморфным известнякам (общее содержание зернистого материала $<50\%$). Содержание неразрушенного скелетного материала в биоморфных известняках обычно не превышает 25—40% от общего объема породы, но кроме целых скелетных остатков организмов в них постоянно присутствует детрит разной крупности, сгустки, мелкообломочный материал, изредка также оолиты.

Известняки, сложенные только целыми скелетными остатками организмов и цементом или илистой основной массой, целиком относятся к илисто-биоморфным, так как биоморфный компонент в них никогда не преобладает над основной массой. Таким образом, чистых биоморфных известняков практически нет, все они являются смешанными детритово-биоморфными, обломочно-биоморфными и другими разнокомпонентными зернистыми отложениями, занявшими свое место в классификации по преобладанию неразрушенного скелетного материала. Нередко остальные зернистые компоненты, вместе взятые, преобладают над биоморфным, но количество каждого из них в отдельности ниже количества биоморфного материала.

Различные зернистые компоненты в биоморфных известняках расположены беспорядочно и несортированно. Скелетные остатки в некоторой степени окатаны. Породообразующими являются остатки пентамерид, кораллов и строматопороидей, пелеципод, водорослей, отдельных представителей гастропод и мшанок. Все эти группы обитали в подвижноводных условиях, на песчаном грунте или на твердом дне. Обычно остатки разных групп организмов в породе встречаются смешанно, но один или два-три из них заметно преобладают над остальными (табл. IV, *6*). Лишь изредка почти всю массу биоморфного материала образуют остатки одного вида, например *Pentamerus borealis* в пентамеровых известняках.

Бóльшая часть биоморфных известняков образовалась путем посмертного накопления скелетных остатков волнением или течениями в местах массового обитания этих организмов. Захоронение в прижизненном положении является исключением и не характерно даже для коралловых известняков.

Макроскопически биоморфные известняки неоднородные, неправильно-толстослоистые или массивные, иногда неравномерно-глинистые. Они залегают среди других зернистых и илисто-зернистых известняков в виде невыдержанных прослоев или линз. Только пентамеровый известняк распространен более широко, образуя в тамсалуской свите бореалисовую банку мощностью до 10 м.

Ниже рассматриваются некоторые наиболее четко выделяемые разновидности биоморфных известняков.

Пентамеровый известняк тамсалуской свиты — почти единственный представитель биоморфных известняков, образованных в значительной части створками брахиопод. Другие разновидности брахиоподовых известняков (напр., с *Pentamerus oblongus* в адавереском и с *Didymothyris didyma* в паадласком горизонте) принадлежат к илисто-биоморфным.

Пентамеровый известняк довольно подробно изучен как литологически, так и стратиграфически (Rosenstein, 1938; Аалоэ, 1958; Юргенсон, 1961, 1966; Нестор, Кала, 1968) и поэтому здесь в детальной характеристике не нуждается.

Содержание целых раковин пентамерид обычно колеблется в пределах 40—60%, а вместе с их детритом достигает 80%. Створки пентамерид часто сильно перекристаллизованы (табл. VII, *1*). В основной массе обычно встречаются сгустки и псаммит. Цемент — диагенетический кальцит. Рассеянно встречены строматопороидеи и табуляты. По составу пентамеровые известняки весьма чистые и, несмотря на локальную доломитизацию (табл. VII, *4*), широко добываются для обжига на известь.

Кроме пентамерового известняка к биоморфным принадлежат еще детритово-брахиоподовые известняки, содержащие в массовом количестве *Zygospiraella duboisi* (табл. IV, *4*) и распространяющиеся в виде маломощных (< 10 см) прослоев в варболаской свите, в хиллистеской и каринуской пачках.

Пелециподовые известняки в силуре Эстонии установлены в основном только в роотсикюласком горизонте. Макроскопически они коричневато-серые, крепкие, толстоплитчатые. Содержание терригенного компонента в них не достигает 5%.

В пелециподовых известняках створки расположены преимущественно разрозненно и ориентированы по слоистости (чаще выпуклой стороной вверх). Между створками остается значительное пространство, заполненное мелкообломочно-сгустковым и детритовым материалом, сцементированным диагенетическим кальцитом. Микрокристаллическая илистая основная масса встречается только в виде пятен. Раковинный материал обычно микритизирован. Кроме створок пелеципод в породе часто наблюдаются окатанные раковины гастропод, онколитов и в некоторых случаях — соленопорид, табулят.

Пелециподовые известняки сочетаются с онколитовыми, обломочно-сгустковыми и другими чистозернистыми, реже илисто-биоморфными известняками и замещаются ими по вертикали. Они образовались в результате посмертного накопления створок в прибрежной зоне моря (Einasto, 1961a) и, таким образом, относятся к типичным отложениям отмельной фации. Хотя захоронение пелеципод произошло не сразу, на месте их обитания, последнее, по-видимому, существенно не отличалось от среды захоронения.

Массовые скопления створок пелеципод установлены только в соэгининаских слоях, где отмечены два слоя ракушника мощностью до 1 м, имеющие широкое распространение. В скв. Сакла они вскрыты в интервалах 34,6—35,4 и 37,3—38,2 м и частично обнажаются на береговых уступах Хюльге и Аникайтсе, а также в каменоломнях у Вякра и Эйкла. Кроме указанных слоев маломощные прослои пелециподового известняка встречаются еще в нижней части везикуских слоев, где они в результате массового нарастания водорослевых оболочек частично превратились в онколитовый известняк (см. стр. 31). В паадласком горизонте породообразователем является вид *Ilionia prisca*, сохранившиеся створки которого иногда встречаются в прижизненном положении.

На востоке о. Сааремаа пелециподовые известняки полностью доломитизированы, но их первичная структура довольно хорошо сохранилась, а выщелачиванию в большей степени подвергался лишь кальцитовый цемент.

Распространение пелециподовых известняков почти только в роотсикюласком горизонте объясняется, вероятно, тем, что бурное развитие этой группы было связано с условиями пониженной солености морской воды.

Коралловые известняки встречаются в виде небольших плоских линз и пластов, близких к органогенным постройкам. Они установлены в каринуских слоях, в кулламааской и пангамягиской пачках и в каугатумаском горизонте.

Коралловые известняки кулламааской пачки обнажаются в карьерах Вярава, Рийдаку, Кулламаа и др. Макроскопически это светло-серые, плотные, относительно чистые известняки, в которых в массовых количествах встречаются виды *Parastriatopora celebrata*, *Favosites gothlandicus*, ругозы, строматопороидеи и др. Основная масса микро- или тонкокристаллическая, с изменчивым содержанием детрита разной крупности, сгусткового и мелкообломочного материала. Мощность слоев коралловых известняков в райккюласком горизонте, судя по буровым разрезам скв. Кирикукюла и других, не превышает одного метра. Они сочетаются с детритовыми, обломочными, скрытокристаллическими и, вероятно, также с биогермными известняками. В верхах пангамягиской пачки (скв. Кингисепп) табуляты и хализитиды встречаются в глинистом тонкокристаллическом известняке в таком обилии, что местами преобладают над основной массой. Горизонтально такие концентрации невыдержанные, быстро переходят в детритовые и илисто-биоморфные известняки.

В каугатумаском горизонте коралловые известняки залегают в виде маломощных плоских линз, напоминающих биостромы. Они встречены в карьерах у Муратси и Вяйке-Роотси в интервале 1,7—2,3 м. Главными породообразователями в названных биостромах являются ругозы, как колониальные формы (роды *Spongophyllum* и *Entelophyllum*), так и одиночные (роды *Spongophylloides*, *Cystiphyllum*, *Tryplasma* и др.). Реже встречаются табуляты (*Favosites pseudoforbesi muratsiensis* и др.), строматопороидеи (*Pachystylostroma* sp., *Densostroma astroites* и др.) и мшанки. Из рифолюбивых форм развиты брахиоподы и головоногие. Основной массой в Муратси служит темный слабо битуминозный мергель, в Вяйке-Роотси (выше по разрезу) — зеленовато-серый мергель или серый глинистый известняк с примесью детрита криноидей. Ширина биострома не превышает 15 м, а мощность 0,4 м. В горизонтальном направлении эти биостромы замещаются глинистым мергелем.

В нерастворимом остатке глинистой основной массы отмеченных коралловых известняков, кроме пелитовой фракции, содержится и до 40% примеси мелкого алеврита. В алевритовой фракции встречаются кварц (60%), полевые шпаты, мусковит, циркон, гранат, рутил, турмалин и др. Аутигенные минералы представлены главным образом пиритом и халцедоном. В составе глинистых минералов отмечены гидрослюды и хлорит.

Онколитовые известняки имеют в силуре Эстонии ограниченное распространение. Скопления онколитов в виде редких маломощных прослоев отмечаются в наиболее подвижноводных обломочно-биоморфных известняках пограничных горизонтов венлока с лудловом. Макроскопически онколитовые известняки коричневато-серые, плотные, относительно массивные, с характерной «шариковой» текстурой (рис. 6).

Онколиты обычно имеют неправильно-округлую форму. Их диаметр колеблется от 0,3—0,5 до 5—6 см. Ядрами онколитов служат обломки пород, створки пелеципод и остракод, раковины гастропод и окатанные

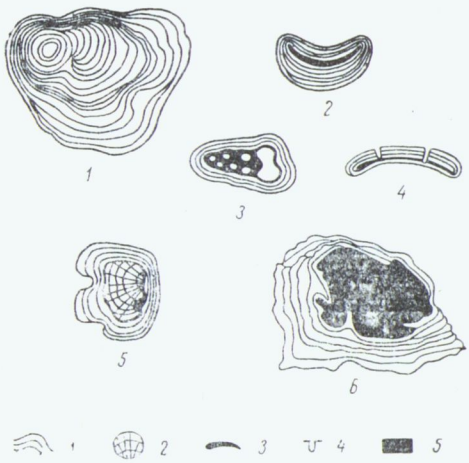



Рис. 6. Некоторые разновидности онколитов из яагарахуского и роотсикюлаского горизонтов.

*1* — скв. Кингисепп, глубина 55,9 м; $K_1Vs$; *2* — скв. Кингисепп, глубина 58,0 м; $K_1Vs$; *3* — скв. Сельгазе, глубина 32,8 м; $J_2P$; *4* — скв. Кипи, глубина 37,8 м; $K_1Vs$; *5* — клиф Соэгинина; $K_1Sn$; *6* — скв. Кингисепп, глубина 54,5 м; $K_1Vs$. Условные обозначения: *1* — водорослевые микрослойки; *2* — соленопориды; *3* — створки пелеципод; *4* — ходы сверления; *5* — обломки и включения породы.

обломки колоний мшанок, табулят, соленопорид. В одном слое обычно преобладает один из них. При равномерном росте водорослей на отдельных створках пелеципод образуются своеобразные «полусферические» онколиты, характерные для низов везикуских слоев (Эйнасто, 1962; табл. VI, *3*).

Заполняющая масса между онколитами обычно чистозернистая с диагенетическим кальцитовым цементом, где встречаются вместе несортированные обломки пород, сгустки, детрит различной крупности, окатанные более целые скелетные остатки отмеченных выше групп фауны, реже оолиты и так называемая микропроблематика. В случае илистой микрокристаллической основной массы онколиты, вероятно, захоронялись вне места их образования. Иногда онколиты, оставшиеся окончательно на месте, превращаются в желваковые строматолиты (низы везикуских слоев). Это наглядно показывает, что различия между онколитами и строматолитами носят чисто экологический характер.

Онколиты часто просверлены трипанитами. Трубки сверления появляются на разных уровнях роста онколита и направлены радиально к центру. Ходы сверления и другие пустоты в онколитах заполнены мелкими зачаточными оолитами, сгустками, детритом, сцементированными прозрачным диагенетическим кальцитом. В некоторых случаях таким обломочно-детритовым материалом заполнено все ядро онколита. Не исключена возможность, что отдельные онколиты образовались в результате прирастания водорослей на нетвердые органические тела, которые позже разложились и оставили пустоты, заполнившиеся впоследствии осадком.

Онколитовые известняки служат надежными индикаторами крайней мелководности и постоянной подвижности среды осадконакопления. Согласно В. П. Маслову (1960а), образование их обычно связано с глубиной в пределах первого десятка метров, хотя донные течения и волнения могли переносить их и в более глубокую часть водоема, где они захоронялись уже среди илисто-зернистых осадков. В виде маломощных ($<10$ см) прослоев среди обломочно-сгустковых, биоморфно-детрито-

вых и илисто-зернистых известняков онколитовые известняки установлены в пангамягиских, маазиских, кууснымческих, везикуских, соэгининаских и катриских слоях. Но лишь в везикуских слоях в районе г. Кингисеппа онколитовые известняки образуют более мощный (2—5 м) комплекс (Эйнасто, 1962). А. Аалоэ (1961) отметил массовое скопление онколитов также в некоторых прослоях ниназеской пачки.

### Илисто-зернистые известняки

Рассматриваемая группа известняков является переходной между зернистыми и илистыми породами, в которых постоянно присутствуют оба компонента. В породе преобладает илистая часть, содержание зернистого компонента колеблется в пределах 25—50%, но, несмотря на это, в ее структуре основную роль играет зернистый материал.

Определенное содержание зернистого материала в илистом осадке приводит к образованию особого, полутвердого типа грунта, переходного между песчаным и мягким илистым типами. Такой грунт благоприятен для обитания многих групп фауны, в частности брахиопод, остракод, гастропод, криноидей, мшанок, трилобитов.

Встречающиеся в илисто-зернистых известняках рассеянные обломочные частицы, сгустки и оолитовые зерна (очень редко) явно принесены на место захоронения из более подвижноводной отмельной части бассейна. На илистом грунте условий для их образования не было и поэтому они встречаются в илисто-зернистых отложениях сравнительно ограниченно и локализованы в непосредственном соседстве с соответствующими зернистыми типами осадков. Самостоятельные илисто-обломочные, илисто-оолитовые и илисто-сгустковые известняки по указанным причинам почти не встречаются. При замещении зернистых (обломочных, оолитовых и сгустковых) известняков илисто-зернистыми общее содержание зернистого материала падает ниже 50%, кальцитовый цемент сменяется илистой основной массой и принесенный обломочный или сгустковый материал очень редко преобладает над местным органогенным скелетным материалом. Поэтому в илисто-зернистых известняках силура Эстонии целесообразно выделить известняки только двух типов: илисто-детритовые и илисто-биоморфные. В зависимости от общего количества и присутствия компонентов зернистого материала разного генезиса, в пределах обоих типов известняков можно выделить большое число переходных разновидностей. В данной работе рассматриваются лишь некоторые из наиболее ярко выраженных разновидностей.

Для илисто-зернистых известняков характерно или отсутствие сортировки, или слабая сортированность зернистого материала, смешанность и неравномерное распределение в породе компонентов, повышенное содержание глинистого терригенного материала, частые прослои мергелей и волнистослоистые или комковатые текстуры. Обилие органического вещества в этих осадках создает исключительно благоприятные условия для существования илоедов, разнообразные следы жизнедеятельности которых являются одним из характерных признаков илисто-зернистых известняков. Разложение органического вещества в осадках ведет к образованию мелкорассеянного пирита, придающего илисто-зернистым известнякам характерный серый цвет.

Илисто-зернистые известняки в силуре Эстонии распространены наиболее широко. Именно к ним принадлежит преобладающая часть нормальноморских шельфовых отложений, в частности в пределах детритовой фации.

### Илисто-детритовые известняки

В илисто-детритовых известняках среди зернистого компонента преобладает детрит. Макроскопически это синевато-серые волнистослоистые полукомковатые или комковатые известняки, в разной степени глинистые, с частыми прослоями мергеля. Мощность последнего колеблется от долей сантиметра до нескольких десятков сантиметров.

Вещественный состав илисто-детритовых известняков изменяется в широких пределах. Нередко они доломитизированы. Содержание терригенного материала колеблется обычно в пределах 10—20% и редко составляет менее 10%. Нерастворимый остаток содержит главным образом глинистые минералы, но местами встречается и небольшая примесь алевритового кварца. Характерным аутигенным материалом в нерастворимом остатке является пирит, который обычно встречается в мелкорассеянном виде (диаметр кристалликов менее 1 мм). Основная масса илисто-детритовых известняков обычно микро- или мелкокристаллическая, реже скрытокристаллическая.

В силуре Эстонии распространяются главным образом полидетритовые известняки. Чаще всего они включают обломки криноидей, брахиопод, остракод и довольно часто — обломки гастропод, трилобитов и мшанок; остальные группы более редкие (см. рис. 7 и 8). В некоторых маломощных прослоях в верхнем силуре установлен и детрит агнат (чешуйки рыб); в яагарахуском, роотсикюласком и паадласком горизонтах обнаружен детрит эвриптерид, а в тыллаской пачке — детрит граптолитов. В прослоях слабо битуминозного мергеля вингутаской пачки часто встречаются фрагменты «дендроидей».

Обломки скелетных частей организмов имеют разные размеры. По преобладающей величине скелетных частей можно выделить илисто-мелкодетритовые, илисто-крупнодетритовые и илисто-шламовые известняки, но обычно детрит различной крупности встречается в породе смешанно. Нередко наблюдаются постепенные переходы илисто-детритовых пород в илисто-биоморфные. Вместе с детритом в породе обычно встречаются целые створки различных организмов и часто — примесь сгустков и обломочных зерен разной величины. Нередко весь зернистый компонент представлен только детритом. Иногда детрит несколько окатан, что указывает на его переотложенность.

Илисто-детритовые известняки широко распространены в силуре Эстонии. Варболаская свита почти полностью (кроме биоморфных, конгломератовых и других прослоев) представлена изменчивыми глинистыми илисто-детритовыми известняками. В тамсалуской свите илисто-детритовые известняки встречаются в виде прослоев среди обломочных, биоморфных и детритовых известняков, а в райккюласком горизонте — в низах и верхах горизонта (в верхней части скв. Колувере, в обн. Лээвре, Хаймре). В адавереском горизонте илисто-детритовыми известняками сложена нижняя половина горизонта в Западной Эстонии. В меньшей мере они встречаются в переходной зоне между велизеской и адавереской свитами. В яаниском горизонте илисто-детритовые известняки (главным образом глинистые) распространяются в первую очередь в ниназеской пачке. В яагарахуском горизонте они встречаются в основном в пангамягиских и маазиских слоях. В роотсикюласком горизонте илисто-детритовые известняки в виде прослоев встречены в нижней части вийтаских и везикуских слоев и в меньшей мере — в кууснымметских слоях. Данный тип известняков широко развит в паадласком и особенно в курессаареском, каугатумаском и охесаареском

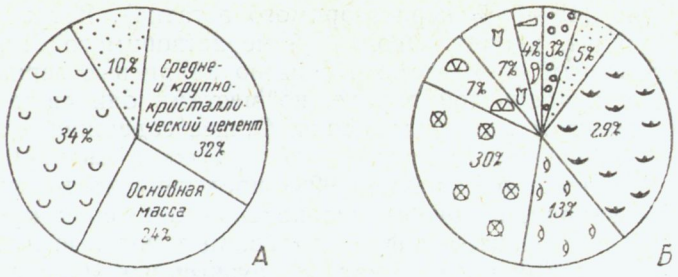



Рис. 7. *А* — состав крупнодетритового известняка. Скв. Кингисепп, глубина 2,1 м; $К_3а$, *Б* — состав зернистого материала в той же породе.

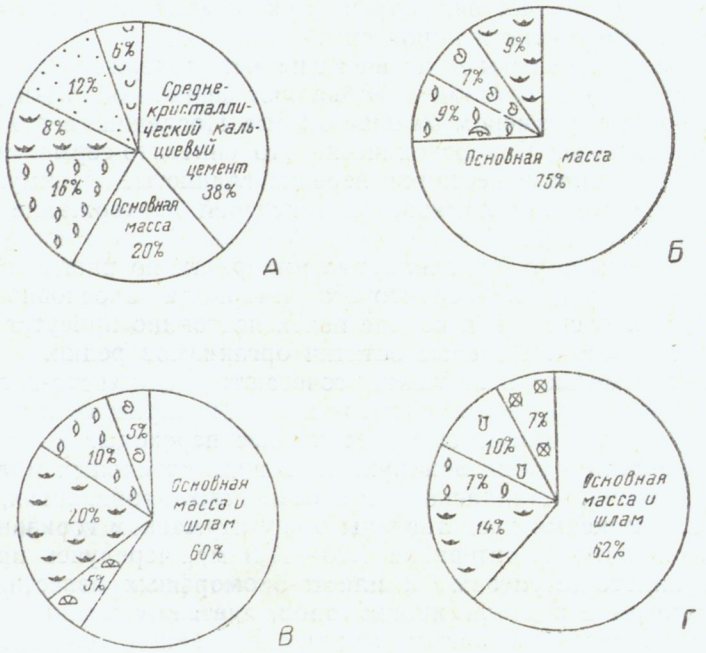



Рис. 8. Состав образцов илисто-детритового известняка.
*А* — скв. Кингисепп, глубина 14,3 м; $К_3а$; *Б* — скв. Охесааре, глубина 74,6 м; $К_3а$; *В* — скв. Охесааре, глубина 1,8 м; $К_4$; *Г* — скв. Охесааре, глубина 5,4 м; $К_3$.

горизонтах. Илисто-детритовые известняки этих горизонтов часто глинистые и переслаиваются мергелями, детритовыми, биоморфными и обломочными известняками.

Как особая мало распространенная среди илисто-детритовых пород разновидность выделены песчанисто-детритовые известняки. Они обнаружены пока только в райккюласком горизонте в скважине Вяйке-Маарья (Северо-Восточная Эстония) на глубине 14,1—15,2 м, где представлены доломитовыми известняками. Порода серая с розоватым и фиолетовым оттенком, с комковатой текстурой и многочисленными желваками белого кремня. Преобладают известняки с мелко- и крупнокристаллической основной массой. Местами порода имеет явно обломочный характер. Встречаются обломки тонкозернистого известняка разного диаметра (от 0,2 до 20 мм). Содержание нерастворимого остатка колеблется в пределах 4—16% и только в самой нижней части слоя (на глубине 15,1—15,2 м) достигает 30%. Преобладает гли-

нистая фракция (45—75% нерастворимого остатка). Встречаются гидрослюды, каолинит, хлорит. Около 5% нерастворимого остатка представлено аутигенным кремнеземом. Обычно кварцевые зерна свободно размещаются в карбонатной породе, но местами они сцементированы кремнистым цементом типа разъедания. Общее содержание алеврита и песка во всей породе составляет 2—6% при соотношении алеврита и песка 1 : 10. Из песчаной фракции 90% представлено хорошо окатанными зернами кварца, а содержание полевых шпатов и мусковита не достигает 10%. В алевритовой фракции кварц и полевые шпаты встречаются почти в равных количествах. Из аутигенных минералов можно отметить глауконит и гидрогематит. Минералы тяжелой фракции были обнаружены только в алеврите. Среди них преобладает циркон (44—50%), в меньших количествах встречаются титанит, корунд, гранат, турмалин, рутил, амфиболы и пироксены.

Илисто-шламовые известняки содержат 25—50% зернистого материала, в котором преобладают мелкие обломки скелетных частей организмов размером меньше 0,1 мм. Последние в подавляющей части неопределимы. Макроскопически это синевато-серые микро- или тонкокристаллические известняки, нередко глинистые, преимущественно с волнистослоистой или комковатой текстурой. Содержание терригенного материала в них колеблется от 5 до 25%. Нерастворимый остаток содержит главным образом глинистые минералы, но иногда отмечается и значительная примесь алевритового материала, в основном кварца. Кроме шлама и алеврита в породе почти постоянно присутствуют мелкий детрит и сгустки. Цельные остатки организмов редки.

Илисто-шламовые известняки сочетаются с илисто-детритовыми сгустковыми и однородными скрыто- или тонкокристаллическими известняками, с которыми имеют постепенные переходы.

В силуре Эстонии они обнаружены в виде отдельных маломощных слоев в юруском, паадласком и охесаареском горизонтах, а более мощными комплексами представлены в каугатумаском горизонте (напр., в скв. Вяйке-Роотси в интервале 15,0—17,3 м), чередуясь при этом с прослоями илисто-детритовых и илисто-биоморфных известняков. Местами шламовая структура иногда наблюдается в илисто-детритовых известняках. Илисто-шламовым материалом заполнены здесь более крупные ходы илоедов (табл. VI, *4*).

### Илисто-биоморфные известняки

В данную группу объединены все илисто-зернистые известняки, в которых целые или слабо поврежденные скелетные остатки организмов по объему преобладают над другими зернистыми компонентами. Они встречаются в силуре Эстонии в виде линз или пластов мощностью не более 0,5 м и макроскопически представлены серыми, часто в разной степени глинистыми известняками с нечетко выраженной горизонтальной или неправильно-волнистой слоистостью.

Структура илисто-биоморфных известняков зависит в первую очередь от характера и количества составляющих их органических остатков. Почти всегда отмечается наличие детрита, реже — карбонатных песчинок и галек. Нередко установлены постепенные переходы илисто-биоморфных известняков, с одной стороны, в биоморфные, с другой — в илисто-детритовые.

В большинстве случаев остатки разных групп организмов встре-

чаются смешанно, но один или два преобладают. Исходя из этого признака выделены илисто-брахиоподовые, илисто-гастроподовые и илисто-остракодовые известняки. Для упрощения в дальнейшем первая часть их наименования («илисто-») опускается и они называются брахиоподовыми и т. п. известняками.

Брахиоподовые известняки в силуре Эстонии распространены довольно широко. Они представлены главным образом тонко- или микрокристаллическими, часто глинистыми известняками, с горизонтально- или волнистослоистой, реже с массивной текстурой.

Содержание нерастворимого остатка колеблется от 5 до 25%. В составе нерастворимого остатка преобладают глинистые минералы. В алевритовой фракции, если она имеется, преобладают более устойчивые минералы — кварц, мусковит, циркон, корунд. Среди аутигенных минералов отмечаются пирит, халцедон и в меньшей мере гидрогематит, распространение которого обычно связано с районами эпигенетической доломитизации. В составе глинистых минералов отмечены гидрослюды и хлорит.

Содержание цельных раковин в породе колеблется от 25 до 50%. Кроме них обычно встречается крупный детрит и реже — псаммит и сгустки.

В юруском и райккюласком горизонтах обнаружены отдельные маломощные прослои глинистого мергеля, содержащие в массовом количестве *Stricklandia lens* или *Zygospiraella duboisi.*

В адавереском горизонте встречены брахиоподовые известняки в виде прослоев или линз, мощность которых обычно не превышает 10 см. Довольно часты они в румбаской пачке, в которой слагаются створками *Pentamerus oblongus,* а также детритом брахиопод, криноидей, мшанок и остракод. Линзы с *Pentamerus oblongus* обнаружены и в мыхкюлаской пачке. Породы последней эпигенетически доломитизированы и поэтому створки брахиопод выщелочены и местами окремнелые.

Брахиоподовые известняки, местами доломитизированные, встречены в виде маломощных линз или комков также в ниназеской и пангамягиской пачках.

Гастроподовые известняки в силуре Эстонии довольно редкие. Они встречаются в виде прослоев или маломощных линз (до 20 см). Структура основной массы породы микро- и тонкокристаллическая с частым крупным детритом. Вместе с раковинами гастропод в породе часто присутствует детрит брахиопод, остракод и других ископаемых организмов, а также сгустки (в некоторых случаях явно копролитового происхождения) и, реже, псаммит.

Содержание терригенного материала в гастроподовых породах доходит до 20%.

Редкие маломощные (2—5 см) прослои гастроподового известняка отмечены в вингутаской пачке. В средней части разреза обрыва Калласте, в хиллистеской пачке, обнаружены прослои гастроподового известняка мощностью в 20 см. Такие прослои встречены в яагарахуском (скв. Охесааре) и в паадласком горизонтах. В каменоломне Удувере, в когулаской пачке, обнаружен один прослой мощностью до нескольких сантиметров, содержащий в массовом количестве *Murchisonia compressa.* В скважине Охесааре на глубине 88,8 м (когулаская пачка) установлен 4-сантиметровый прослой микрокристаллического грубодетритового биоморфного известняка с гастроподами и брахиоподами.

Относительно часто встречаются прослои гастроподовых известняков в каугатумаском горизонте.

В роотсикюласком горизонте из гастроподовых известняков известен слой с массовым скоплением «*Platyschisma*» *helicites* и остатков костнощитковых в обнажении Везику, а также в скважине Кипи на глубине 34,30—34,40 м. В основной массе породы обильно встречаются известковые оолиты, псаммитово-сгустковый материал, мелкие, хорошо окатанные гальки и из органических остатков — пелециподы и остракоды (*Clavofabella diffusa*). Цементом служит частично сингенетический микрокристаллический кальцит базального типа и частично (в виде неправильных пятен) диагенетический прозрачный кальцит порового типа.

Кроме того, гастроподовые известняки в виде прослоев мощностью в 2—5 см встречены в вийтаских и соэгининаских слоях. Они образованы раковинами *Murchisonia compressa*, захороненными без видимой ориентации в илистой основной массе глинистой породы. В районе Кюбассааре гастроподовые, вторично доломитизированные известняки содержат значительное количество обломочно-сгусткового материала; раковины их окатаны и цементом служит поровый диагенетический кальцит (выщелочен), что явно указывает на посмертное накопление раковин волнением, вероятно, вне среды обитания.

Остракодовые известняки встречаются только в виде маломощных (<10 см) прослоев и чаще всего в роотсикюласком горизонте, где они тесно связаны с обломочно-оолитовыми и другими илисто-биоморфными известняками. Между названными типами пород при уменьшении в породе створок остракод и увеличении других компонентов образуются постепенные переходы. Особенно часто встречаются вместе остракоды и гастроподы. Прослои остракодовых известняков чаще встречаются на западе о. Сааремаа, в верхах яагарахуского горизонта и в везикуских и кууснымметских слоях. В прослоях остракодовых известняков, особенно в маломощных, створки обычно ориентированы параллельно слоистости, выпуклыми сторонами вверх, что указывает на накопление их в подвижноводных условиях.

Макроскопически они светло-серые, плотные, чистые. Количество створок в породе изменчивое, но благодаря большому поровому пространству в условиях хорошей упаковки достигает 50%. Обычно же их содержание не превышает 25—30% от общей массы породы.

Нередко поверхность наслоения покрыта только одним слоем ориентированных створок. Скопления такого рода уже трудно называть прослоем остракодового известняка, но в принципе они несомненно связаны с последним.

В везикуских слоях маломощные (несколько миллиметров) прослойки остракодового известняка встречаются внутри тонких слоев (1—2 см) однородного скрытокристаллического известняка, маркируя внутреннюю слоистость породы.

Слои остракодовых известняков значительной мощности неизвестны. Описанные А. Луха (Luha, 1930) комплексы «остракодовых известняков» мощностью свыше одного метра, повторяющиеся в разрезе роотсикюлаского горизонта три раза, имеют пестрый состав. Остракоды являются породообразующими только в маломощных прослоях и линзах. А. Луха, видимо, употреблял термин «остракодовый известняк» в таком же смысле, как и термин «эвриптеровый доломит». В последнем остатки эвриптерид также не являются породообразующими, но характерны для него.

В этих остракодовых известняках породообразующее значение имеет только один вид, чаще всего *Herrmannina phaseolus*. В яагарахуском горизонте скопления образует также *Beyrichia bicuspis*, в везикуских слоях вместе с чешуйками костнощитковых рыб и раковинами «*Platyschisma*» *helicites* самостоятельные линзы образуют *Clavofabella diffusa*.

### Илистые известняки

Из силурийских пород в эту группу входят только скрыто-, микро- и тонкокристаллические известняки. Определяющим фактором является отсутствие или наличие в незначительном количестве (<25%) частиц размером больше 0,05 мм. По происхождению кальцит в илистых известняках либо биохемогенный, либо хемогенный, или образовался из сильно размельченного органогенного материала. Илистые известняки приурочены к более спокойным и частично к более глубоководным участкам бассейна.

#### Скрытокристаллические известняки

Скрытокристаллические известняки, называемые также афанитовыми, в силуре Эстонии наиболее широко распространены в райккюласком горизонте (стуриская, икласка и вингутаская пачки) (Юргенсон, 1966; Кальо, Вингисаар, 1969). Реже они встречаются в юруском и адавереском горизонтах и лишь в виде маломощных прослоев — в верхнем силуре (рис. 9). Афанитовые известняки — светло-серые, с желтоватым, коричневатым или синеватым оттенком и с характерными синеватыми (пирит) или красноватыми (гидрогематит) пятнами. Часто встречаются ходы илоедов, заполненные более светлым материалом. Наиболее характерны для афанитовых известняков разнообразные комковатые текстуры, в частности полукомковатые; в редких случаях наблюдается отчетливая горизонтальная микрослойчатость. Прослои мергеля, как правило, маломощные (0,5—3 см) и часто переходят в стилолитовые поверхности. Только по краям афанитовой толщи в нее местами вклиниваются более мощные прослои мергеля. В зависимости от характера залегания прослоев мергеля, слои известняка могут быть горизонтальными или волнистыми. Чаще всего встречаются афанитовые известняки с полукомковатой текстурой. Толща афанитовых известняков обычно постепенно переходит в илисто-детритовые известняки. Небольшие скопления скелетных остатков организмов встречаются и среди афанитовых известняков. Отдельные пласты афанитовых известняков иногда заканчиваются маломощным слоем межформационного конгломерата или слоями мелкообломочного известняка.

Структура афанитовых известняков микро- и скрытокристаллическая, т. е. преобладают кристаллы размером меньше 0,01 мм. Содержание примеси кальцитовых скелетов и детрита организмов не достигает 10%. Встречаются отдельные створки остракод, фрагменты гастропод, водорослей и мшанок. Для афанитовых известняков характерны мелкие прожилки, заполненные средне- и крупнокристаллическим кальцитом, указывающие на коллоидный характер первичного осадка. Содержание нерастворимого остатка в афанитовых известняках находится в пределах 5—10%, а в юго-западных районах, например в разрезе скважины Охесааре, увеличивается до 20%. В его составе преобладает глинистая фракция (77—100%). Из глинистых минералов установлены

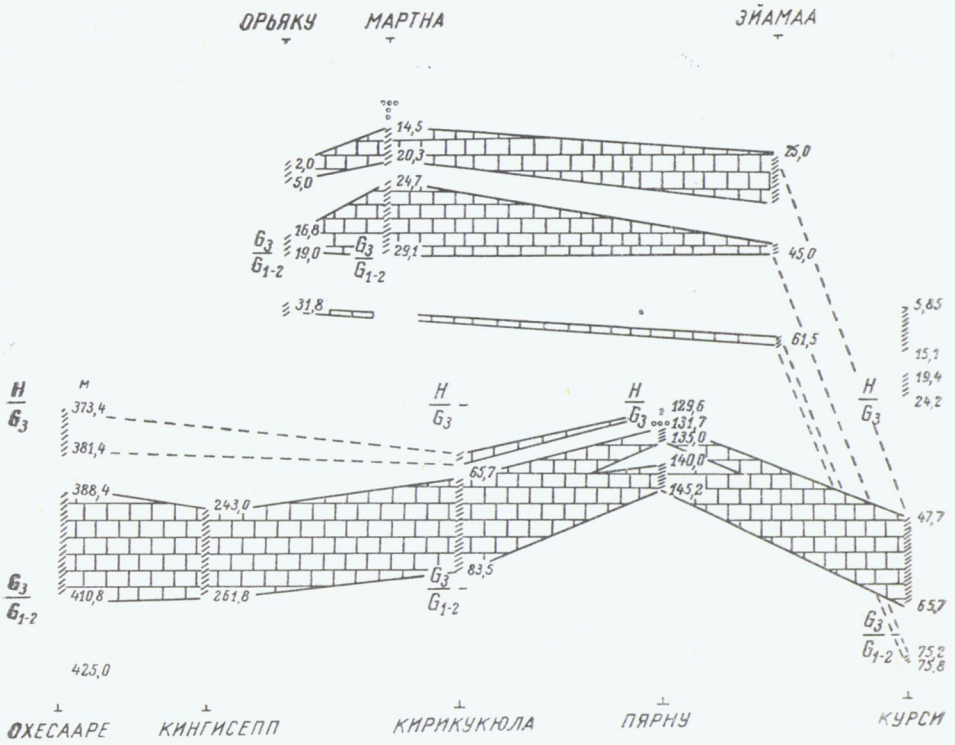



Рис. 9. Схема распространения пластов и слоев скрытокристаллического известняка в нижнем силуре по данным буровых скважин.

гидрослюды и хлорит. В алевритовой фракции преобладают более устойчивые минералы: кварц, халцедон, циркон, корунд. Характерным для минералогического состава нерастворимого остатка афанитовых известняков следует считать присутствие аутигенного полевого шпата в виде минеральных зерен или сростков на хорошо окатанных зернах терригенного полевого шпата. Гранулометрический и минеральный состав нерастворимого остатка, по всей вероятности, указывает на относительно спокойную среду осадконакопления и медленный привнос терригенного материала.

Содержание доломита в афанитовых известняках колеблется в очень широких пределах — от долей процента до полной доломитизации пород. Сильная вторичная доломитизация обнаружена в мыхкюлаской пачке и в восточных районах распространения вингутаской пачки. При доломитизации отмечается некоторое увеличение размеров кристаллов, а также появление мелких каверн.

### Тонкокристаллические известняки

Известняки с тонкокристаллической структурой (размеры большей части кристаллов кальцита 0,01—0,05 мм) распространены довольно широко среди силурийских пород Эстонии, особенно в юруском, райккюласком и яаниском горизонтах. Они тесно связаны как со скрыто- и микрокристаллическими, так и с илисто-детритовыми известняками. Границы между этими структурными типами в природе переходные и трудноуловимые.

Макроскопически рассматриваемые известняки светло-серые или синевато-серые, комковатые или волнистослоистые. Преобладающая часть их содержит 10—15% терригенного материала, по гранулометрическому составу принадлежащего преимущественно к глинистой фракции. Содержание доломита колеблется в пределах 5—10% и при вторичной доломитизации повышается.

Примесь детрита и шлама не превышает 10%. Встречаются обломки и мелкие целые раковины остракод, брахиопод, водорослей и др.

Среди тонкокристаллических известняков довольно широко распространены зернисто-илистые известняки, содержащие 10—25% зернистого материала. Это — детритистый известняк синевато-серого или желтовато-серого цвета, волнистослоистый или полукомковатый, с микро- до мелкокристаллической структурой, с частыми прослоями мергелей или глин.

Вещественный состав детритистых известняков различный. Часто проявляется доломитизация. Содержание терригенного материала колеблется от 2 до 25%. Нерастворимый остаток содержит главным образом глинистые минералы (гидрослюды, хлорит). В некоторых случаях отмечена небольшая примесь алеврита, преимущественно кварца.

Зернистый материал состоит в основном из обломков брахиопод, остракод и криноидей. Другие группы более редкие. Псаммитовые и псефитовые карбонатные частицы встречены лишь как исключение.

В разрезе силура Эстонии детритистые известняки залегают отдельными прослоями в юруском горизонте, где они чередуются с илисто-детритовыми шламовыми известняками и мергелями. В адавереском горизонте детритистые известняки часто доломитизированы. В маазиских и пангамягиских слоях, в каугатумаском и охесаареском горизонтах они находятся в виде маломощных (до 40 см) комплексов. В кесселайдской пачке и в паадласком горизонте детритистые структуры встречены в относительно мощных (до нескольких метров) комплексах (например, в скв. Охесааре на глубине 110,8—112,5 м, в скв. Кингисепп на глубине 21,9—23,9 м и т. д.).

### Биогермные известняки

Биогермные известняки, состоящие главным образом из сросшихся скелетных остатков рифостроящих организмов, не пользуются широким распространением в силуре Эстонии, но они очень характерны для его отдельных пачек и горизонтов, прежде всего для хиллистеской и катриской пачек и для нижней половины яагарахуского горизонта (пангамягиские слои).

Биогермы образуют резко отграниченные от вмещающей породы линзо- или караваеобразные тела, секущие несколько слоев (см. рис. 10 и 11), и в единичных случаях — более или менее типичные биогермные породы, плоские слоевидные или линзовидные тела, которые по классификации органогенных построек отнесены к биостромам (напр., клиф Катри, уступ Пакамяги и др.).

Цвет биогермных пород варьируется в довольно широких пределах. Обычно они светло-серые, но встречаются и темно-серые, коричневатые, синеватые и другие разновидности. Текстура породы беспорядочная, реже массивная. Часто встречаются стилолитовые, особенно микростилолитовые поверхности, трещины, а также брекчиевидная текстура.

Размеры биогермов разные. В старых карьерах Рохукюла (хиллистеская пачка) обнажаются биогермы с поперечником не более 3 м и мощностью в 1 м. В кесселайдской пачке встречаются биогермы мощностью свыше 15 м и с поперечником в несколько десятков метров. Нередко поперечник биогермов яагарахуского горизонта достигает нескольких сотен метров или даже километра и больше. Такие крупные «биогермы» в сущности являются биогермными массивами, образовавшимися в результате срастания нескольких более мелких биогермов.

Как уже отмечалось, биогермная порода состоит главным образом из скелетных остатков рифостроящих организмов, образующих «костяк» биогерма. Промежутки между скелетами обычно заполнены скрыто- или тонкокристаллическим илистым материалом, содержащим в изменчивом количестве несортированные обломки остатков рифостроящих и рифолюбивых организмов (табл. IV, *1*). Из последних чаще встречаются брахиоподы, гастроподы, остракоды. Иногда порода внутри биогермов глинистая, нередко в ней встречаются и мелкие линзы или гнезда мергелей. В биогермной породе часто наблюдаются пустоты, заполненные вторичным инкрустационным кальцитом. При доломитизации биогермные известняки превращаются в сильно кавернозные доломиты.

Содержание нерастворимого остатка в биогермных породах небольшое, в основном не превышает 2—5% и только в некоторых линзах, особенно в основании биогерма, достигает 25% и больше. В гранулометрическом составе нерастворимого остатка преобладает глинистая фракция (больше 88%), состоящая в основном из хлорита и гидрослюды.

По групповому составу преобладающих рифостроящих организмов среди биогермных известняков выделяется несколько разновидностей.

Коралловые биогермные известняки встречены в пангамягиской пачке яагурахуского горизонта (разрез буровой скважины Яагараху, интервалы 10,6—10,8 и 13,1—17,3 м). Порода в названных интервалах состоит не менее чем на 50% из кораллов *Coenites juniperinus* и, реже, из *Thecia confluens*. Вместе с ними найдены единичные известковые водоросли и строматопороидеи. Промежутки в каркасе заполнены синевато-серым микрокристаллическим доломитистым глинистым известняком. Такой же известняк встречен в биогермах Кирбла и Туху (кесселайдская пачка), в которых он образовал лишь небольшие участки. В обоих случаях порода доломитизирована, и органические остатки были определены лишь по пустотам.

Кораллово-строматопоровые известняки слагают в первую очередь биогермы хиллистеской пачки. В более нижних слоях этой пачки (карьеры у Рохукюла и Кильтси) встречены небольшие биогермы, состоящие главным образом из *Ramusculipora* sp. Наряду с ним в более верхней части биогермов распространяются фавозитиды и строматопороидеи.

В более верхних слоях хиллистеской пачки (обнажения Эйглакюла, Пуску, Сарве и др.) биогермы крупнее. По А. Аалоэ (1958), их поперечник доходит до 30 м, а мощность — до 3 м. Для этих биогермов характерна очень богатая и разнообразная фауна. Кроме аулоцистид здесь встречаются обильно фавозитиды — *Palaeofavosites paulus*, *Pf. porosus*, *Pf. dagoensis*, *Mesofavosites dualis*, *Mf. similis*, строматопороидеи — *Pachystylostroma ungerni*, *Clathrodictyon boreale*, *Cl. demissum*, *Plectostroma necopinatum* и др., ругозы — *Entelophyllum losseni*, *Cyat-*

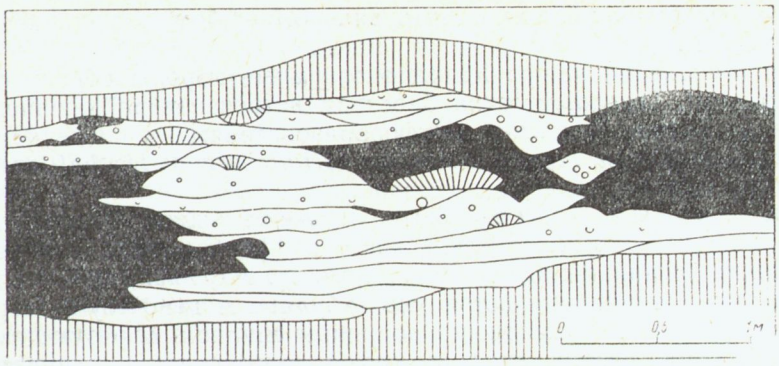


Рис. 10. Залегание беспорядочных линзовидных тел (темные) кораллово-строматопорового биогермного известняка среди крупнодетритовых криноидных известняков. Карьер Хиллисте; $G_{1-2}$ H.

Вертикальной штриховкой обозначены почва и осыпь, радиальной — колонии табулят.

*hophylloides kassariensis* и др., а также известковые водоросли, мшанки и криноидеи. Из рифолюбивых форм присутствуют брахиоподы, остракоды, гастроподы. Основная масса состоит из синевато- или желтовато-серого скрытокристаллического известняка с рассеянным детритом. Часто встречаются и линзы мергелей. Местами биогермы хиллистеской пачки имеют очень неправильную форму (рис. 10).

Кораллово-строматопоровые биогермы небольших размеров обнаружены и в кулламааской пачке (карьер Калана), но они еще недостаточно изучены.

Строматопорово-коралловые биогермные известняки встречены в пангамягиской и атлаской пачках. Биогермы пангамягиской пачки, обнажающиеся в карьерах Яагараху, пройдены скважиной в интервале 0,30—3,40 м. Основным рифостроителем здесь является *Actinodictyon*? *tenue*. Кроме этого вида встречаются *Favosites mirandus*, *Cladopora*? *terrara* и, реже, строматолиты. Между скелетами рифостроителей находится светло-серый тонкокристаллический известняк, иногда с остатками «пассивной» фауны.

В паадласком горизонте биогермные породы встречены в обнажениях Рийумяги, Юкссаадумяги, в карьерах Ведрука и Агама, на перекрестке дорог у Лээдри и на клифе Катри. Более древние из них биогермы Ведрука, Агама, Рийумяги и Юкссаадумяги. В строении названных биогермов активно участвуют *Densastroma podolicum*, *D. himmestum*, *Stromatopora bekkeri*, *Thecia swinderniana*, *Favosites pseudoforbesi pseudoforbesi*, *Alveolites* sp.

В более молодых биогермах паадлаского горизонта рифостроителями являются *Syringostromella borealis*, *Diplostroma yavorskyi*, *Plectostroma intermedium*, *Laceripora cribrosa*, ругозы, известковые водоросли и др. Содержание биомассы в биогермах паадлаского горизонта составляет в среднем 50%, а местами достигает 80%. Между скелетами организмов в биогермах Лээдри и Агама находится желтоватый доломитовый глинистый известняк, в Рийумяги, Лээдри и Катри — темно-серый, местами бурый мергель с редкими члениками криноидей.

Биогермы паадлаского горизонта имеют относительно крупные размеры. По Э. Клааманну (Klaamann, 1961), поперечник биогерма Рийумяги достигает 300 м, а мощность — 4,7 м. В скважине Кипи био-

гермные породы пройдены в интервале 0,7—4,4 м; их мощность составляет 3,7 м.

Залегающие на клифе Катри биогермные породы образуют крупный биостром. Такого же типа биостром встречен в райккюласком горизонте на уступе Пакамяги. Рифообразователями в последнем являются *Ecclimadictyon macrotuberculatum*, *Palaeofavosites balticus*, *Parastriatopora celebrata* и др.

Мшанковые биогермные известняки, развитые в ниназемской пачке, обнажаются в разрезе клифа Суурику. Основные рифостроящие организмы здесь *Ceramopora* sp. и *Lioclema* sp. Кроме них найдены лишь единичные ветвистые табуляты и ценостеумы строматопороидей. Между корковидными зоариями мшанок, образующими «костяк» биогерма, развит синевато-серый доломитистый глинистый известняк, который содержит в варьирующем количестве детрит, шлам и остатки «пассивной» фауны — брахиопод и остракод. В строении биогермов явно активно участвуют и криноидеи. Размеры биогермов, обнажающихся на клифе Суурику, небольшие — поперечник 1—10 м, мощность 0,5—3 м (рис. 11).




Рис. 11. Разрез мшанкового биогерма, образованного корковидными зоариями. Обнажение Суурику, ниназемская пачка яаниского горизонта.

Водорослево-коралловые биогермные известняки распространяются широко в яагарахуском горизонте, особенно в кесселайдской пачке. Основными породообразователями являются здесь известковые водоросли и кораллы. Из последних чаще всего встречаются *Coenites* sp., реже ругозы, фавозитиды и *Halysites* sp. Так как для всей кесселайдской пачки характерна сильная эпигенетическая доломитизация, то определение остатков возможно лишь по реликтам. Для биогермных доломитов кесселайдской пачки характерна кавернозность, серый или светло-серый, реже желтый или даже красный цвет. Промежутки между скелетами организмов заполнены тонко- и мелкокристаллическим доломитом, обладающим реликтовой детритовой структурой.

Как отмечалось выше, кесселайдские биогермы относительно крупные — их поперечник достигает нескольких десятков метров, а мощность — 15 м.

В скважине Яагараху данная разновидность вскрыта в пределах пангамягиской пачки, в интервале 5,8—6,4 и 7,2—8,3 м. Из окаменелостей здесь преобладает *Thecia confluens*.

Кроме рассмотренных выше разновидностей биогермных известняков в силуре Эстонии ограниченно встречаются и органогенные постройки, целиком сложенные водорослевыми образованиями. Это — строматолитовые биостромы, обнаруженные в роотсикюласком горизонте и локально в яагарахуском и паадласком горизонтах. В отличие от всех других органогенных построек, строматолиты широко распространяются также в первичных доломитах, и там они часто, хотя и не всегда, имеют первично доломитовый состав и поэтому рассматриваются здесь условно вместе с известняками.

Породообразующее значение строматолиты имеют в двух фациально различающихся типах пород: в обломочно-органогенных чистых зернистых известняках и в первичных доломитах. В первых широко развиты желваковые и корковые строматолиты, наросшие на твердый грунт, в частности на поверхности перерыва, и образовавшие самую подошву слоев обломочно-биоморфных известняков в нижней части циклов (низы везикуских и соэгининаских слоев). Во вторых породообразующими являются пластовые строматолиты, образующие в средней части циклов сплошные биостромы мощностью до 1 м (обычно не более 0,5 м) и распространяющиеся на большой площади (сотни квадратных километров). На некоторых стратиграфических уровнях роотсикюлаского горизонта пластовые строматолиты служили надежными маркирующими слоями (Эйнасто, 1962).

Палеонтологически строматолиты силура Прибалтики еще недостаточно изучены и поэтому дать их таксономическую характеристику пока невозможно. Тела желваковых строматолитов с различно выраженной внутренней слойчатостью невысокие — от 2—3 до 10 см; кверху они постепенно сужаются и имеют одну или несколько вершин. В редких случаях тело строматолита, наоборот, кверху медленно расширяется (рис. 12). Внутреннее строение их большей частью плохо сохранилось. Очень часто тела желваковых строматолитов просверлены трипанитами и внутри тел водорослевого происхождения имеются пустоты, заполненные, как и у онколитов, вмещающим мелкообломочно-сгустковым материалом. Густота покрытия поверхности перерыва желваковыми строматолитами может быть очень различной — от единич-

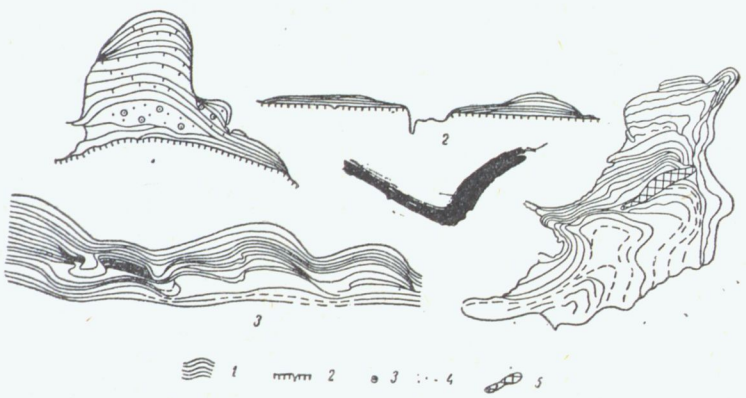



Рис. 12. Некоторые морфологические и экологические разновидности строматолитов из роотсикюлаского горизонта, × 0,75.

*1* — желваковый, скв. Кипи, глубина 37,9 м; $K_1Vs$; *2* — корковый, карьер Памма; $K_1Vt$?; *3* — пластовый типа *Stratifera*, обн. Атла; $K_1Sn$; *4* — неправильно-желваковый, скв. Кингисепп, глубина 53,4 м; $K_1Vs$. *1* и *2* приросли на твердый грунт, *3* и *4* развивались на мягком илистом грунте. Условные обозначения: *1* — водорослевые микрослойки; *2* — поверхность перерыва; *3* — оолиты; *4* — песчаники и сгустки; *5* — включения вмещающего осадка.

ных желваков на выступах поверхности до практически сплошных бугристых биостромов мощностью 4—5 см. Часто выступы строматолитов носят следы размыва. Вмещающей породой выше по разрезу служит обломочно-детритовый или биоморфный известняк с зернами различной величины.

Корковые строматолиты покрывают поверхности слоев, за исключением карманов и других углублений, почти сплошным покровом неравномерной толщины (не более 1,5 см). Они также часто просверлены трипанитами, особенно на выступах строматолитового покрова. Корковые строматолиты обнаружены только в некоторых обнажениях роотсикюлаского горизонта (Памма, Эйкла, Койги).

По всей вероятности, различные формы строматолитовых построек (желваковые, столбчатые, корковые, а также онколиты) морфологически являются лишь разными типами построек одних и тех же групп водорослей, отражающими различия в экологических условиях.

По составу желваковые строматолиты первично были, видимо, чисто известковыми и содержали небольшое количество терригенного компонента ($< 5\%$), даже в том случае, если примесь глинистого вещества во вмещающих осадках была гораздо более значительна.

Желваковые и корковые строматолиты являются надежными указателями постояннноподвижных, исключительно мелководных условий, так как они образовались на глубине первых метров ниже уровня воды (Маслов, 1959, 1960б).

Пластовые строматолиты имеют неправильно-волнистую внутреннюю слоистость (рис. 12, *3*). По вещественному составу одни из них не отличаются от вмещающих пород и часто бывают сильно глинистыми и первично доломитовыми. Другие заметно отличаются от вмещающих глинистых доломитов значительной известковистостью и небольшой примесью нерастворимого остатка (см. табл. 2). Последние имеют более определенное строение и часто хорошо сохранившуюся внутреннюю водорослевую микроструктуру, залегают в виде больших неровных «караваев» высотой до 0,8 м и шириной до нескольких метров в эвриптеровых доломитах (везикуские слои) или в обломочно-оолитовых известняках (соэгининаские слои) в западной части выходов роотсикюлаского горизонта. Контакты с вмещающими породами всегда резкие; иногда на контакте наблюдается брекчия из обломков строматолитов. Эти строматолиты, вероятно, образовались в подвижноводных условиях, хотя встречаются и в отложениях сравнительно спокойных вод.

Строматолиты, не отличающиеся по химическому составу от вмещающих сильно глинистых доломитов, имеют неправильную внутреннюю слоистость. Контакты их с нижне- и вышележащими слоями нерезкие. Встречаются они в тиховодных доломитовых отложениях и распространяются в восточных районах выходов роотсикюлаского горизонта.

## ПЕРВИЧНЫЕ ДОЛОМИТЫ

К первичным здесь отнесены доломиты, признаки которых указывают на их образование в ненормальных морских условиях. Установление первичности доломитов часто связано с большими трудностями, особенно в доломитизированных вторично толщах. Поэтому некоторые доломиты отнесены к первичным условно.

В силуре Эстонии первичные доломиты распространены ограниченно. Их происхождение связано с лагунно-прибрежными тиховодны-

ми условиями, возникшими в частично изолированном от нормального шельфового моря бассейне.

Рассматриваемые доломиты характеризуются большим содержанием терригенного компонента, примесью кальцита микро- и тонкокристаллической структуры, более или менее четко выраженной тонко- или микрослойчатостью, относительной плотностью, отсутствием гипса, флюорита и других минералов-индикаторов повышенной солености, отсутствием остатков организмов или наличием только специфических видов или групп (эвриптериды, агнаты, лингулиды, илоеды), залеганием сравнительно выдержанными слоями незначительной мощности между относительно нормальноморскими известняками с многочисленными остатками организмов.

Такие доломиты установлены в райккюласком, яагарахуском, роотсикюласком, паадласком и курессаареском горизонтах. Более широкое распространение они имеют только в роотсикюласком горизонте и в химмистеских слоях; на остальных стратиграфических уровнях встречаются локально и изучены слабо.

Первичные доломиты образуют среди мелководных отложений регрессивную часть циклов. Эти циклы закономерно заканчиваются четко выраженной поверхностью перерыва.

В первичных доломитах Эстонии можно условно выделить некоторые разновидности, для которых здесь используются принятые в геологической практике названия: эвриптеровый доломит, доломиты каармаского типа, узорчатые доломиты и коралловые известковые доломиты. Они отличаются друг от друга главным образом по текстурным особенностям, в меньшей мере по составу, структуре и фаунуле. Ниже приводим краткую характеристику этих разновидностей.

Эвриптеровый доломит получил свое название от частого нахождения в нем остатков эвриптерид (Luha, 1930). По терригенному материалу (18—46%) он представлен отложениями от глинистого доломита до доломитового домерита, генетически и фациально образующими один специфический тип породы (Эйнасто, 1968).

Наиболее характерными признаками эвриптерового доломита А. Луха считал высокое содержание тонкого терригенного материала, тонкозернистость и отчетливую микрослойчатость (от горизонтальной до косоволнистой). К указанным признакам следует добавить еще постоянную примесь кальцита в количестве 5—25%, обычно 10—15%, высокое содержание в терригенном материале мелкоалевритовой фракции (часто преобладающей над пелитовой), достигающее 40—65% всего количества нерастворимого остатка (табл. 2), и пестрый минералогический состав алевритовой фракции терригенного материала. Всегда присутствует мелкорассеянный пирит, окрашивающий породу в темно-серый цвет.

Микрослойчатость обусловлена чередованием светлых, более чистых карбонатных слойков с темными, более глинистыми (табл. VIII, *1*). Кристаллы доломита в темных слойках имеют меньшие размеры (0,005—0,02 мм) и преимущественно неправильную форму, а в светлых слойках размеры их более крупные (0,01—0,04 мм) и форма довольно четко ромбоэдрическая, что, видимо, связано со вторичной перекристаллизацией. Кальцит сконцентрирован в светлые слойки. В чередовании слойков наблюдается ритмичность. Микроритм состоит из нижнего светлого и верхнего темного слойков, переход между которыми постепенный. Контакты между микроритмами резкие. По мощности нижняя часть микроритма в среднем в два раза превышает верхнюю. Указан-

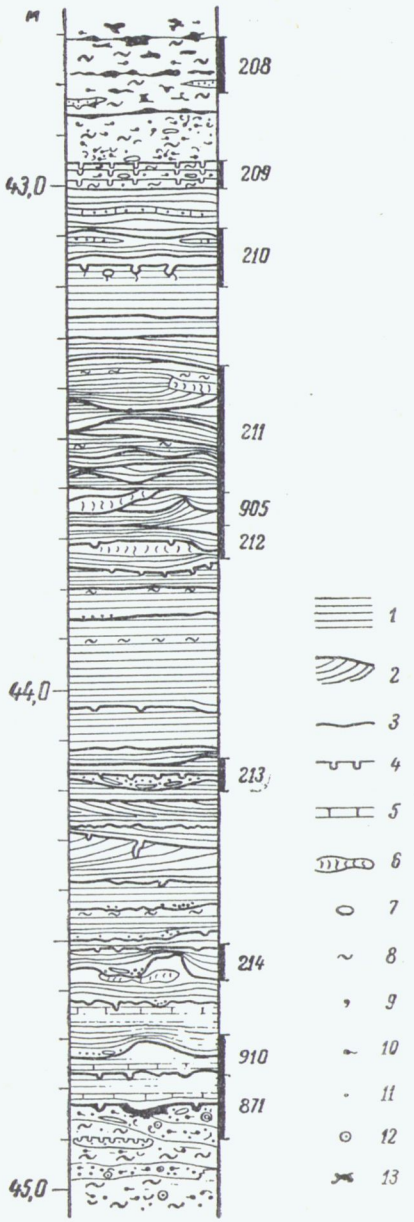



Рис. 13. Чередование разных типов микрослойчатости в пределах одного пласта эвриптерового доломита.

Зарисовка керна скв. Кипи, интервал 42,97—44,83 м; $K_1Vt$.

*1* — горизонтальная микрослойчатость; *2* — волнистая и полого-косая микрослойчатость; *3* — границы серий слойков, часто со следами размыва; *4* — пиритизированные поверхности перерыва; *5* — прослои микрокристаллического доломитистого известняка; *6* — оползневые нарушения первичной слойчатости; *7* — мелкие гальки; *8* — ходы илоедов; *9* — мелкий детрит, главным образом остракод; *10* — копролиты; *11* — мелкозернистый обломочно-сгустковый известковый материал; *12* — зачаточные оолиты; *13* — разветвляющиеся линзы глинисто-доломитового, часто битуминозного вещества. Справа от колонки приведены номера образцов и указано место, откуда они взяты для химического анализа (табл. 2).

ные текстурные особенности очень напоминают сезонную слойчатость ленточных глин, но в данном случае у нас нет еще достаточно веских доказательств о сезонной природе микроритмов этих доломитов. В верхнесилурийских эвриптеровых доломитах формации Берти в Америке внутри микроритмов установлена сортированная слойчатость (Buchwald, 1965), что подтверждает сезонную природу микроритмов.

Мощность слойков в микроритме (от доли миллиметра до 1—2 мм) изменяется вертикально от серии к серии. Серии слойков не отделяются четко друг от друга и отличаются главным образом характером слойчатости: горизонтальная или пологоволнистая микрослойчатость сменяется косоволнистой и наоборот. В косоволнистых интервалах часто встречаются частично срезанные серии слойков и поверхности седиментационных размывов (рис. 13). Нередко наблюдаются оползневые нарушения слойчатости (табл. IX, *1*).

Характерные для эвриптерового доломита непостоянная мощность и прерывистость слойков даже при горизонтальной слойчатости подчеркивают некоторую подвижность среды седиментации (Эйнасто, 1962).

В разрезе эвриптеровый доломит, слагающий отдельные однородные выдержанные слои мощностью в 0,1—2 м и тонкие прослои мощностью в 0,2—5 см, циклично замещает нижележащие известняки от скрытокристаллических до биоморфных и обломочно-оолитовых, а вверх закономерно переходит в узорчатый доломит.

Органические остатки в эвриптеровых доломитах немногочисленны: кроме специфических групп — эвриптерид, агнат, лингулид и строматолитов — в них найдены лишь единичные специфические виды брахиопод, мшанок, остракод, тентакулитов.

Эвриптеровый доломит в силуре Прибалтики распространен в пограничных слоях венлока с лудловом, начиная от маазиских слоев яагарахуского горизонта до низов курессаареского горизонта. Площадь его распространения ограничивается в основном островом Сааремаа, особенно западной частью. Недавно он в небольшой мощности (0,8 м) был вскрыт также на севере Курземского полуострова в скв. Колка. Стратиграфически эвриптеровый доломит в скв. Колка принадлежит к везикуским слоям, в которых он имел максимальное площадное распространение. Наиболее мощные (до 2 м) пласты эвриптерового доломита установлены в вийтаских слоях. В последних эвриптериды встречаются наиболее часто (см. рис. 73).

Образование эвриптеровых доломитов, вероятно, связано с прибрежными участками бассейна, на гидрохимический режим которых влияли речные притоки (Эйнасто, 1968), приносящие также тонкий терригенный материал.

Доломиты каармаского типа по внешнему виду довольно сходны с эвриптеровыми, но отличаются от них умеренной и сравнительно мало изменчивой глинистостью (14—22%, в исключительных случаях до 50%), более тонким гранулометрическим составом терригенного материала (табл. 2), четко выраженной горизонтальной или пологоволнистой микрослойчатостью, иногда частично нарушенной илоедами и локальными оползнями осадка (табл. VIII, *2*), и отсутствием остатков эвриптерид. Цвет породы обычно светло-серый, редко с зеленоватым оттенком. Микрослойчатость, аналогично эвриптеровым доломитам, обусловлена ритмичным чередованием чистых карбонатных и более глинистых слойков. Особенностью каармаских доломитов являются закономерно мелкопористые светлые слойки и отсутствие примеси кальцита. Кристаллы доломита в светлых слойках имеют правильную

**Химический состав породы и гранулометрический состав нерастворимого остатка (н. о.)**

| Порода | Стратиграфический индекс | Местонахождение | Глубина взятия образца, м | Номер образца |
|---|---|---|---|---|
| Эвриптеровый доломит | $K_1Vt$ | Шурф у Вийта | 0,20 | 453 |
| То же | „ | Кам. у Вийта | 0,75 | 450 |
| „ „ | „ | Скв. Кипи | 43,45 | 211 |
| „ „ | „ | То же | 45,15 | 215 |
| „ „ | $K_1Vs$ | „ „ | 38,25 | 196 |
| „ „ | „ | „ „ | 38,09—38,15 | 833 |
| Пластовый строматолит | „ | „ „ | | |
| Эвриптеровый доломит | „ | „ „ | 34,95—35,05 | 190 |
| Афанитовый известняк | „ | „ „ | | |
| Эвриптеровый доломит | „ | Скв. Охесааре | 130,25—130,27 | 756 |
| „ „ | „ | „ „ | 128,40 | 752 |
| Пластовый строматолит | „ | Скв. Кипи | 32,70 | 789b |
| Эвриптеровый доломит | „ | Скв. Кингисепп | 52,10 | 254 |
| Каармаский доломит | $K_2S$ | „ „ | 43,40 | 235 |
| Доломитистый известковый мергель | $K_1Vs$ | Скв. Пилтене | 816,7 | 912 |
| Доломитовый домерит каармаского типа | $J_2S$ | Скв. Охесааре | 155,5 | 1106 |
| Узорчатый доломит | $K_1Vs$ | Скв. Кипи | 29,44—29,57 | 172 |
| „ „ | $K_1Kn$ | „ „ | 39,19—39,31 | 198 |
| Коралловый известковый глинистый доломит | „ | Шурф у Кууснымме | 1,2 | 465 |
| То же | $J_2M$ | Скв. Кингисепп | 93,7 | — |
| Коралловый известковый доломит | $J_2S$ | Скв. Везику | 25,0 | — |

ромбоэдрическую форму и по величине в 2—3 раза больше кристаллов в темных плотных слойках.

В однонаправленном изменении относительной мощности светлых и темных слойков в пластах мощностью 30—60 см в некоторых интервалах наблюдается своеобразная ритмичность более высокого порядка, например в карьере у Каарма (см. Эйнасто, 1962, рис. 3). Иногда микрослойчатость очень слабо выражена, почти незаметна. Порода характеризуется однородностью и монолитностью (нижний слой карьера Каарма). В разрезе каармаские доломиты образуют однородные, сравнительно мощные (0,3—5 м, обычно 1—2 м) слои, часто с относительно постепенными переходами во вмещающие доломитизированные известняки в верхней части менее четко выраженных седиментационных циклов.

Остатки раковинной фауны в каармаских доломитах выщелочены. Встречаются слепки эвригалинных групп фауны — крупных остракод, гастропод, пелециpод, мшанок, реже — мелких сферических табулят. Они расположены в породе рассеянно; лишь изредка отмечаются скопления, образующие маломощные (1—5 см) прослои. Иногда встречаются чешуи телодонтов.

Фациальная природа каармаских доломитов до сих пор окончательно не выяснена. Судя по явным признакам вторичной доломитизации в светлых слойках и общему текстурному сходству, можно думать, что они являются просто вторично доломитизированным аналогом

Таблица 2

**некоторых разновидностей первичных доломитов и чередующихся с ними известняков**

| Химический состав породы, % | | | | | | Гранулометрический состав н. о., % | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | алеврит | | пелит | |
| CaO | MgO | $CO_2$ | $CaCO_3$ | $Ca\,Mg(CO_3)_2$ | н. о. | 0,1—0,05 | 0,05—0,01 | 0,01—0,002 | <0,002 |
| 24,8 | 13,3 | 33,8 | 11,1 | 61,0 | 28,1 | 23,8 | 35,3 | 29,3 | 10,5 |
| 25,5 | 15,5 | 36,4 | 5,0 | 71,0 | 22,6 | 4,4 | 26,5 | 25,0 | 44,1 |
| 23,3 | 14,6 | 34,3 | 5,3 | 66,9 | 27,8 | 6,7 | 37,3 | 34,6 | 21,4 |
| 25,4 | 10,4 | 31,1 | 19,2 | 47,9 | 33,1 | 8,9 | 41,9 | 23,7 | 25,5 |
| 21,5 | 9,5 | 27,0 | 15,0 | 43,1 | 42,0 | 7,2 | 52,7 | 26,9 | 13,2 |
| 27,4 | 8,4 | 30,0 | 27,8 | 38,9 | 34,2 | 2,2 | 37,0 | 33,0 | 27,8 |
| 52,0 | 1,1 | 41,6 | 90,1 | 5,0 | 5,3 | 1,3 | 34,3 | 39,6 | 24,8 |
| 25,6 | 12,0 | 33,1 | 15,9 | 55,0 | 29,3 | 3,2 | 45,8 | 35,9 | 15,2 |
| 47,6 | 2,0 | 39,8 | 80,1 | 9,0 | 10,6 | 1,0 | 26,8 | 36,1 | 36,1 |
| 29,2 | 8,8 | 31,9 | 30,2 | 40,1 | 30,0 | 1,3 | 42,2 | 37,9 | 18,6 |
| 26,5 | 15,9 | 36,3 | 7,7 | 72,3 | 21,3 | 1,5 | 15,0 | 51,5 | 32,0 |
| 42,7 | 6,1 | 39,6 | 61,0 | 28,0 | 12,6 | 7,8 | 14,0 | 50,0 | 28,1 |
| 24,6 | 18,0 | 38,4 | — | 82,5 | 19,0 | 0,3 | 22,6 | 45,1 | 32,0 |
| 23,8 | 17,1 | 37,0 | 0,2 | 78,1 | 22,1 | 5,7 | 16,4 | 31,8 | 46,1 |
| 38,2 | 2,3 | 32,3 | 62,1 | 10,9 | 27,2 | 41,2 | 22,6 | 17,2 | 19,0 |
| 17,1 | 9,1 | 22,7 | 7,8 | 42,0 | 51,1 | 11,3 | 27,1 | 25,6 | 36,0 |
| 26,3 | 15,6 | 37,5 | 8,8 | 71,0 | 20,6 | 0,14 | 24,2 | 29,5 | 46,1 |
| 28,7 | 17,6 | 41,6 | 7,4 | 80,7 | 12,1 | 1,3 | 40,6 | 34,2 | 23,9 |
| 29,4 | 12,9 | 36,6 | 20,3 | 59,0 | 21,1 | 0,5 | 18,4 | 47,7 | 33,4 |
| 31,7 | 11,2 | 37,7 | 29,0 | 51,1 | 19,4 | 3,1 | 18,3 | 18,9 | 59,7 |
| 38,6 | 10,6 | 42,1 | 42,8 | 48,9 | 8,7 | — | 15,0 | 40,8 | 44,2 |

эвриптеровых доломитов. Но этому противоречит палеонтологическая характеристика, в частности полное отсутствие эвриптерид, различие в гранулометрическом составе, в характере микрослойчатости и залегании.

Ценными фациальными признаками являются картина распространения каармаских доломитов и их соотношение с вмещающими породами. Стратиграфический интервал их распространения в общих чертах одинаковый с эвриптеровыми доломитами, с той лишь разницей, что в отдельных разрезах они появляются несколько ниже и исчезают несколько выше последних. Нередко их можно обнаружить на тех же стратиграфических уровнях, что и эвриптеровые доломиты в соседних разрезах (вийтаские слои, низы сауверских слоев, химмистеские слои; см. рис. 74). Это позволяет предполагать, что по направлению к открытому бассейну каармаские доломиты, вероятно, фациально замещают эвриптеровые (Einasto, 1964).

С другой стороны, имеется несколько примеров фациального замещения каармаских доломитов своеобразными микрокристаллическими коралловыми известковыми доломитами (см. ниже), вероятно, по направлению к нормальноморскому бассейну (сайкласские и кууснымметские слои). Наблюдается целый ряд переходных разностей к узорчатым доломитам (см. ниже).

Исходя из всех имеющихся данных, можно с достаточной уверенностью предполагать, что доломиты каармаского типа первоначально

были представлены микрослоистым чередованием известковых и глинистых доломитовых илов, образовавшихся в тиховодных условиях. Следовательно, в целом их можно отнести к седиментационным доломитам лишь условно.

Благодаря толстоплитчатости и возможности получения крупных монолитов, доломиты каармаского типа являются ценным строительным и облицовочным камнем и широко используются скульпторами. В наиболее крупном масштабе каармаские доломиты добываются в карьере Каарма.

Условно к доломитам каармаского типа можно отнести и первичные доломиты райккюлаского горизонта, обнаруженные в Средней Эстонии, в окрестностях дер. Оргита, среди мелководных карбонатных пород кулламааской пачки (Юргенсон, 1966).

Макроскопически оргитаские доломиты синевато-серые, местами зеленовато-серые, массивные и плотные. Структура их однородная тонкокристаллическая. Содержание терригенного компонента не превышает 12—15%, примесь кальцита — 8%. По сравнению с каармаскими доломитами тонкослоистая текстура оргитаских доломитов менее ясна и обнаруживается лишь при тщательном осмотре пород. Она обусловлена чередованием светлых карбонатных и зеленоватых более глинистых слойков. Мощность отдельных слойков колеблется от долей миллиметра до нескольких миллиметров. Местами отмечается примесь тонкокристаллического пирита. Следы фауны почти отсутствуют. Встречаются редкие поры и мелкие каверны.

Мощность пласта колеблется в пределах 1—2 м, площадь распространения ограничивается несколькими квадратными километрами. В горизонтальном направлении доломиты замещаются тонкокристаллическими доломитовыми известняками и мелкообломочными известняками со знаками ряби волнения и трещинами усыхания на поверхностях напластования (Кыргемяэ).

Узорчатые доломиты характеризуются многочисленными разнообразными пятнами и узорами мелкорассеянного пирита, в одних случаях совершенно неправильными (табл. IX, *4*), в других — более или менее связанными с ходами илоедов и с другими следами жизнедеятельности бесскелетных организмов (табл. IX, *3*). Пиритовые узоры обусловливают в общем беспорядочную текстуру породы. Содержание и гранулометрический состав нерастворимого остатка у них изменчивы (10—25%, в том числе алевритовой фракции 10—45%). Доломит обычно неравномерно-известковистый (табл. 2). Структура микрокристаллическая. Цвет породы темно-серый до коричневатого. Часто наблюдается нечеткая волнистая слоистость, маркированная тонкими (1—5 см) невыдержанными темными прослоями битуминозного доломита. Иногда отмечается реликтовая микрослойчатость.

Остатки раковинной фауны очень редки (остракоды, гастроподы, мшанки, табуляты) или совсем отсутствуют. Изредка встречаются чешуи телодонтов. Зато очень много следов жизнедеятельности бесскелетных илоедов. Часто весь слой полностью обработан илоедами; седиментационные текстуры нарушены до полного исчезновения. В таких слоях нередко рассеянно встречаются небольшие, от долей до 2—3 мм, темные четко ограниченные овальные или вытянутые включения, вероятно, копролиты. Обилие следов жизнедеятельности организмов указывает на довольно большое количество органического вещества в осадке, отчасти сохранившегося в породе в виде битумов.

В узорчатых доломитах иногда можно встретить маломощные (до

1-см) линзы и прерывистые прослои чистого сгусткового или мелкодетритово-сгусткового известняка с прозрачно-кристаллическим кальцитовым цементом, без следов диагенетической или более поздней доломитизации. Наличие таких чисто известковых линз внутри узорчатых доломитов подтверждает их седиментационное происхождение.

Наиболее характерны узорчатые доломиты в кровле седиментационных циклов в яагарахуском, роотсикюласком и паадласком горизонтах (см. рис. 74), где они часто замещают вверх по разрезу эвриптеровые или каармаские доломиты, но встречаются и независимо от последних. Мощность однородных слоев узорчатых доломитов колеблется от 0,5 до 2 м. Очень редко они бывают толще.

В кровлях циклов узорчатые доломиты, как правило, сопровождаются маломощными (0,5—4 см, редко до 15 см) прослоями брекчий разламывания, состоящими из частично несортированных слоев окатанных обломков нижележащего узорчатого доломита, включенных в более глинистый однородный материал (рис. 14).

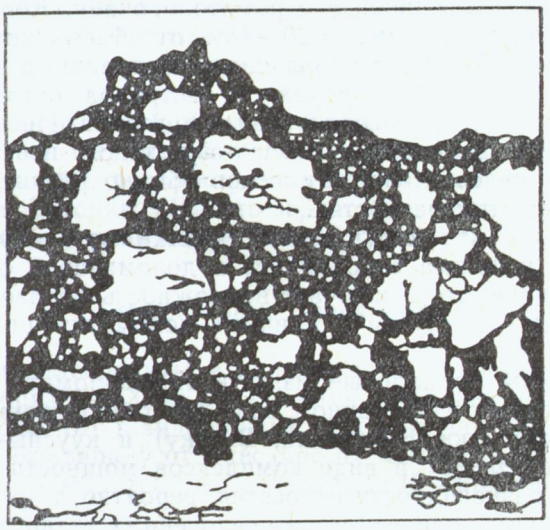


Рис. 14. Прослой брекчии, характерный для узорчатых доломитов в кровле циклов. Угловатые или слегка окатанные обломки микрокристаллического глинистого доломита, сходного с породой нижележащего слоя, включены в глинисто-домеритовую основную массу. Скв. Охесааре, глубина 126,21—126,33 м; нат. вел.; $K_1Vs$.

В роотсикюласком горизонте эти доломиты встречены в виде прослоев также в нижней части циклов среди подвижноводных известковых отложений. В этих случаях их точное фациальное положение не установлено. В общем же их закономерное положение в кровле циклов перед ясно выраженным перерывом говорит о том, что они часто представляют собой крайнюю мелководную разновидность седиментационных доломитов.

Здесь же следует подчеркнуть, что при вторичной доломитизации чистых скрытокристаллических известняков с пиритовыми узорами образуются слабопористые микрокристаллические доломиты, сходные с первичными узорчатыми доломитами, если последние также пористы вследствие выщелачивания первоначально присутствующего рассеянного кальцита и известняковых линз. Распознавание обоих различающихся между собой типов доломитов в таких случаях связано с большими трудностями, в частности если они встречаются вместе на одном и том

же стратиграфическом уровне, как, например, в райккюласком и яагарахуском горизонтах.

Коралловые известковые доломиты являются весьма своеобразной, но слабо изученной переходной разновидностью между известняками и доломитами. По внешнему облику они настолько сходны с обыкновенными коралловыми известняками, что без химических анализов их легко принимают за известняки.

Порода очень плотная, массивная, от синеватого до желтовато-серого цвета, часто со слабыми более темными пятнами мелкорассеянного пирита, напоминающая биогермный известняк. Основная масса породы микро- или скрытокристаллическая, однородная, известково-доломитовая. Содержание терригенного материала небольшое, обычно ниже 10% и изредка доходит до 20%. В нем сильно преобладает пелит (табл. 2).

В основной массе беспорядочно располагается большое количество остатков ветвистых или корковидных табулят, в основном целые полипняки, часто в прижизненном положении. Реже встречаются багряные водоросли, строматолиты, иногда строматопороидеи. Количество остатков коралловой фауны достигает 20—45% от объема породы. Видовой состав бедный. Рассеянно или небольшими скоплениями в породе обычно можно найти разрушенные раковины гастропод, остракод, реже пелеципод, брахиопод и их несортированный детрит. Преобладают мелкий детрит и шлам, иногда с примесью сгусткового известкового материала. Следы жизнедеятельности илоедов обычно редкие, более частые они только в глинистых разностях.

Примечательно, что кальцитовые остатки организмов вплоть до мелкого детрита и шлама сохранились в доломитовой основной массе в неизмененном виде, что исключает возможность образования доломитовой основной массы путем вторичной доломитизации известкового материала.

Распространены коралловые известковые доломиты ограничено и локально. В недоломитизированном виде они обнаружены лишь в маазиских, сайкласких (скв. Кингисепп, Везику) и кууснымметских слоях (скв. Кууснымме, Эльда) в виде комплексов мощностью до 3 м (см. рис. 74). К этой разновидности относятся, вероятно, также кавернозные доломиты с большим количеством выщелоченных ветвистых табулят из везикуских и соэгининаских слоев роотсикюлаского горизонта (скв. Охесааре).

Фациально эти доломиты по отношению к другим разновидностям первичных доломитов, видимо, являются крайними в направлении к нормальному морю. Они замещаются, с одной стороны, доломитами каармаского типа и узорчатыми доломитами, с другой — полукомковатыми доломитистыми глинистыми известняками.

Рассмотренные выше разновидности первичных доломитов генетически связаны между собой, нередко фациально замещают друг друга, и их образование безусловно можно объяснить специфическими условиями седиментации — исключительной мелководностью, малоподвижностью среды, частичной изолированностью от нормального моря, ненормальной соленостью и т. д. Такие условия господствовали в лагунно-прибрежной фациальной зоне во время регрессивных фаз развития Палеобалтийского бассейна, в частности на границе венлокского и лудловского веков (см. гл. V).

В то время как стратиграфическое распространение и фациальное положение этих доломитов в общих чертах выяснено, более точные гео-

химические показатели среды и механизм образования рассмотренных разновидностей доломитов остаются неясными. Можно лишь предполагать, что они частично собственно седиментационные и образовались непосредственно в ходе отложения осадков, а частично, вероятно, принадлежат к раннедиагенетическим или к седиментационно-диагенетическим доломитам. Последние, по мнению некоторых исследователей (Теодорович, 1950; Fairbridge, 1967 и др.), были в палеозое наиболее широко распространенными доломитами и известны также из ряда мест в современных отложениях (Wells, 1962; Aldermann, 1965; Pilkey, Noble, 1966; Berner, 1966).

## ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

В группу терригенно-карбонатных пород входят карбонатные породы смешанного состава, содержащие от 25 до 75% терригенного материала. Последний в большинстве случаев представлен главным образом пелитом, т. е. глинистой фракцией, реже преобладает алеврит или мелкий песок. Карбонатный компонент присутствует как в виде органогенного детрита или шлама (нередко встречаются и цельные раковины), так и в виде кристаллической основной массы. Изредка наблюдается примесь обломочного карбонатного материала.

Основная часть терригенно-карбонатных пород представлена мергелями и домеритами, распространяющимися особенно широко в юго-западной части Эстонии. Илисто-зернистые мергели и известковые алевролиты имеют ограниченное распространение.

### Известковые алевролиты

Известковые алевролиты в силуре Эстонии встречаются лишь в охесаареском горизонте. Они обнажаются в верхней части разреза клифа Охесааре (рис. 15) в виде тонких прослоев или линз мощностью не более 15 см. К юго-западу от Охесааре их мощность увеличивается, и у мыса Аллиотс наблюдается уже полуметровый слой известковых мергелей, содержащих алеврит.

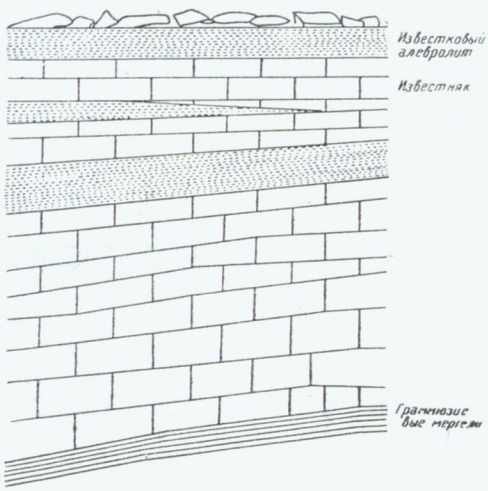



Рис. 15. Схематический разрез верхней части клифа в Охесааре с прослоями известкового алевролита.

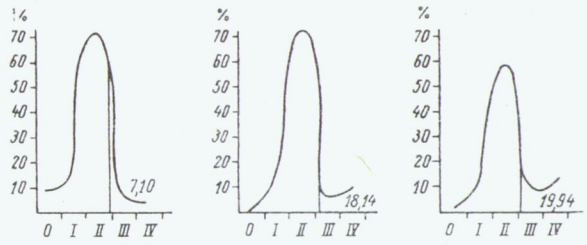



Рис. 16. Гранулометрический состав нерастворимого остатка известковых алевролитов. 0 — IV — фракции: 0 — 0,1—0,25, I — 0,05—0,1, II — 0,01—0,05, III — 0,002—0,01, IV — 0,002 мм. Цифры на диаграммах показывают среднее содержание глинистых фракций в процентах.

Известковые алевролиты имеют зеленоватый цвет и тонкослойчатую текстуру (мощность отдельных слойков 2—3 мм). Контакт с выше- и нижележащими известняками четкий. Следует отметить, что текстура вмещающих известняков явно указывает на их мелководное происхождение (галька, косая слоистость и т. п.).

Содержание $CaCO_3$ зависит от примеси органогенного кальцитового шлама и колеблется в пределах 10—20%. Преобладает мелкий алеврит — 70—73% (рис. 16). Количество крупного алеврита и песка не превышает 20—21%, а содержание глинистой фракции — менее 10%. Имеется небольшая примесь органогенного шлама. Цемент породы карбонатный (табл. XI, *б*).

Исходя из данных гранулометрического анализа, следует считать правильным название известковый алевролит, а не известковый песчаник, как эту породу называли раньше. Минеральный состав алевритовой фракции (рис. 17) показывает довольно высокое содержание кварца и слюд (мусковит и хлорит) среди легких минералов. Из тяжелых минералов преобладает биотит (80—85%), в меньших количествах встречаются циркон, амфиболы, пироксены, сфен. Глинистая фракция представлена гидрослюдами и хлоритом.

Имея в виду хорошую сортировку терригенного материала, а также ясно выраженную тонкослоистую текстуру, можно предполагать, что известковые алевролиты образовались в подвижной мелководной среде в условиях временных течений.

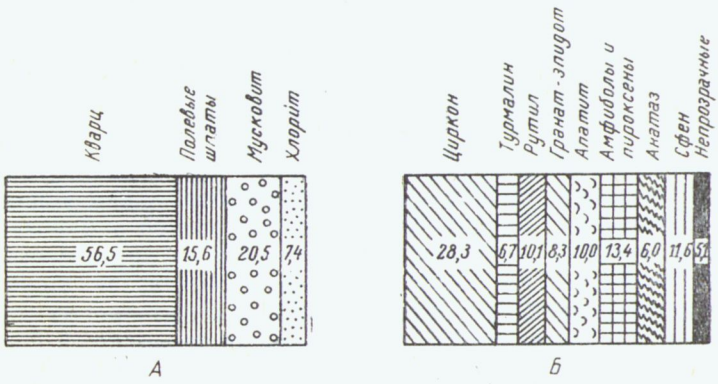



Рис. 17. Минеральный состав алевритовой фракции известковых алевролитов (в процентах).
*А* — легкие; *Б* — тяжелые минералы.

### Илисто-зернистые мергели

Рассматриваемый тип пород встречается в силуре Эстонии сравнительно редко. Это главным образом синевато-серые или зеленовато-серые известковые и очень редко глинистые мергели, в которых количество зернистого материала колеблется от 25 до 50%.

В составе зернистого материала преобладают створки или целые раковины брахиопод. Детрит встречается реже, в единичных случаях наблюдается и примесь мелких галек, псаммита и пр. Детрит состоит главным образом из обломков брахиопод, реже остракод, члеников криноидей (см. табл. V, *6*) и т. д. В тыллаской пачке встречается и детрит граптолитов. Детрит преимущественно несортированный, распределение его беспорядочное. В отличие от детрита, створки брахиопод часто ориентированы параллельно слоистости (рис. 18), а целые створки находятся местами в прижизненном положении. В силуре Эстонии илисто-зернистые мергели распространены в основном в виде комков, маломощных линз или прослоев. Более часто встречаются они в эйгуских слоях, особенно в виде брахиоподовых мергелей с *Atrypella prunum*, и местами в виде мергелей с *Didymothyris didyma* — в химмистеских слоях.

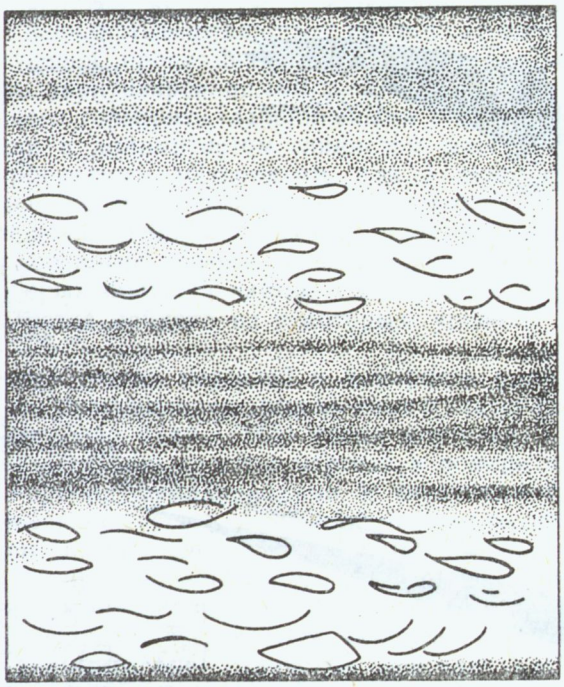


Рис. 18. Горизонтальная, частью тонкослоистая текстура в мергелях с *Didymothyris didyma*.

Скв. Кингисепп, глубина 33,3 м; $K_2H$.

Илисто-детритовые мергели встречены во всех горизонтах, но лишь в виде редких комков или слойков, мощность которых обычно не превышает 1 см. Только в парамаяской свите (скв. Мустъяла, интервал 49,6—63,7 м) встречен более мощный комплекс илисто-детритовых известковых мергелей, переслаивающихся глинистыми мергелями и известковистыми глинами.

## Мергели и домериты

Мергели и домериты распространены среди силурийских отложений в виде прослоев и более мощных толщ. Максимальная мощность отдельной толщи (158 м) определена в разрезе скважины Охесааре, где мергели и домериты слагают самые верхи велизеской пачки, весь яаниский горизонт и пангамягиские слои (рис. 19). Менее мощные пачки мергеля установлены в той же скважине в курессаареском и каугатумаском горизонтах (до 10 м) и в ыхнеской свите (около 30 м). К северу и востоку от Охесааре мощность пластов мергелей и домеритов уменьшается и они либо выклиниваются, либо замещаются глинистыми известняками с прослоями известкового мергеля. Максимальное распространение по площади имеют мергели и домериты в адавереском и яаниском горизонтах.

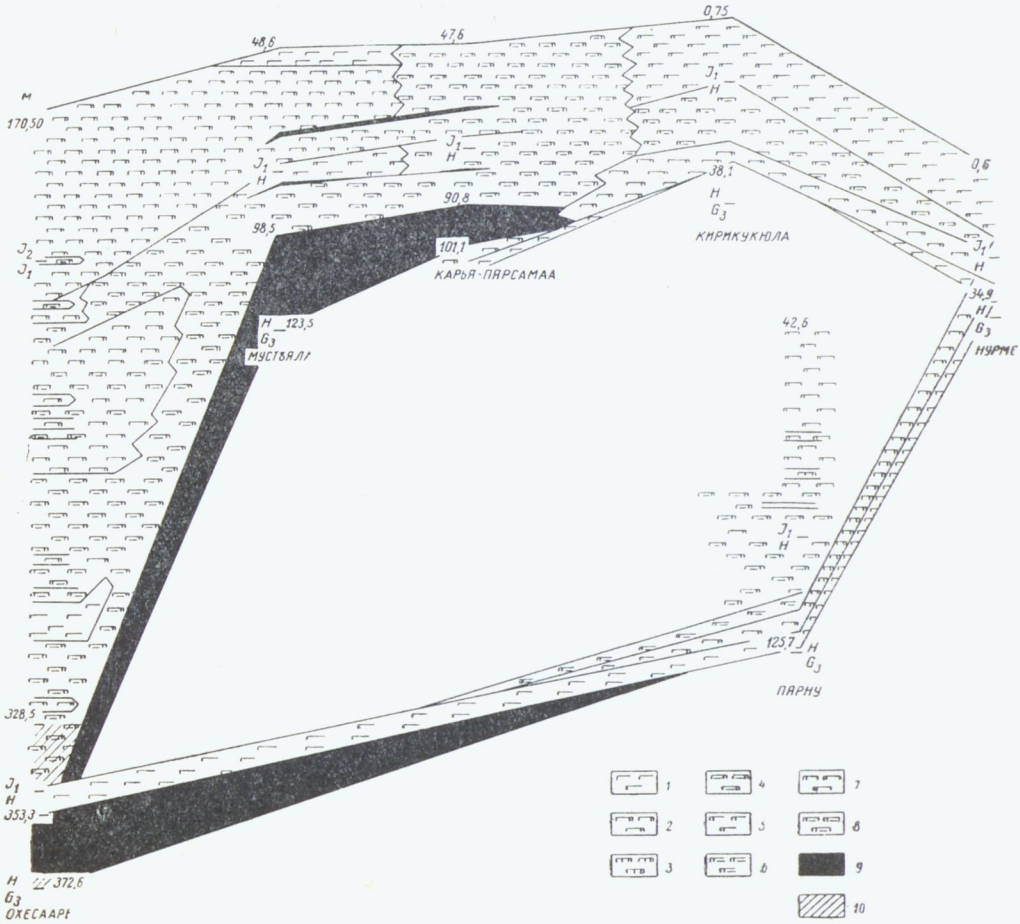



Рис. 19. Распределение отдельных разновидностей мергелей, домеритов и глин в адавереском, яагарахуском и яаниском горизонтах.

*1* — известковый мергель; *2* — доломитистый известковый мергель; *3* — доломитовый известковый мергель; *4* — доломитистый глинистый мергель; *5* — доломитовый домерит; *6* — глинистый домерит; *7* — известковистый доломитовый домерит; *8* — известковистый глинистый домерит; *9* — глина; *10* — граптолитовые аргиллиты.

Кроме названных более крупных толщ мергели и домериты образуют также маломощные слои (до 2 м) и прослои (1—5 см), чередующиеся с прослоями известняков и доломитов. Встречаются и беспорядочные волнистые прослои, а также линзы.

Цвет мергелей и домеритов изменяется от зеленовато-серого (мергели) до синевато-серого (домериты). Текстура их комковатая линзовидная, а микротекстура тонкослойчатая и беспорядочная. Комковатые и линзовидные текстуры присущи больше известковым мергелям и доломитовым домеритам яниского и юруского горизонтов. Реже наблюдается волнистослоистая и горизонтальнослоистая текстура. Тонкослоистая текстура характерна для глинистых мергелей и домеритов каугатумаского горизонта.

Комковатость и линзовидность в мергелях и домеритах обусловлены неравномерным распределением более карбонатного материала — тонкокристаллического кальцита и доломита и кальцитовых скелетных остатков фауны. Слоистость маркируется в мергелях и домеритах чередованием прослоек более карбонатного и более глинистого материала, наличием прослоек алевритового материала и ориентацией кальцитовых или пиритизированных органических остатков. Последние более характерны для глинистых разновидностей рассматриваемых пород. Для мергелей и домеритов характерна мелковолнистая диагенетическая слоистость — извилистые глинистые пленки. Довольно часто встречаются ходы илоедов, пронизывающие породы в разных направлениях. Они могут быть пиритизированными, как, например, в глинистом мергеле охесаареского горизонта, заполненными более светлым глинистым материалом, как в доломитистом глинистом мергеле яниского горизонта, или карбонатным материалом, как в доломитистом домерите яниского горизонта материковой части Эстонии. Из находящихся в мергелях окаменелостей можно назвать остракоды, мелкие брахиоподы, пелециподы, головоногие, ругозы, членики кринсидей и небольшие трилобиты (от которых большей частью сохранились пигидии). Особенно много окаменелостей найдено на некоторых уровнях яниского горизонта.

Вещественный состав мергелей и домеритов разнообразен. Встречаются почти все разновидности, выделенные в классификации карбонатных пород (Вингисаар и др., 1965) среди мергелей и домеритов. Не учитывая многочисленные прослои мергеля и домерита, встречающиеся между более карбонатными породами и связанные с последними по своему вещественному составу, в крупной залежи мергелей и домеритов (рис. 19) можно выявить следующие основные черты.

Наиболее распространены здесь доломитистые известковые мергели: $CaCO_3$ — 25—65, $CaMg(CO_3)_2$ — 10—25, н. о. — 25—50%. Затем довольно широко встречаются, особенно в яниском горизонте о. Сааремаа, доломитистые, глинистые мергели: $CaCO_3$ — 12,5—40, $CaMg(CO)_2$ — 10—25, н. о. — 50—75%. Известковые мергели — $CaCO_3$ — 40—75, $CaMg(CO_3)_2$ — 0—10%, н. о. — 25—50% — ограниченно распространены в адавереском и яниском горизонтах, в юруском они преобладают и встречены также в охесаареском и каугатумаском горизонтах.

Как видно из рис. 19, породы из группы домеритов наиболее широко распространены в адавереском и яниском горизонтах материковой части Эстонии. Для яниского горизонта характерны доломитовые домериты: $CaCO_3$ — 10, $CaMg(CO_3)_2$ — 40—75, н. о. — 25—50%. Известковистые доломитовые домериты — $CaCO_3$ — 10—25,

$CaMg(CO_3)_2$ — 25—65, н. о. — 25—50% — установлены также в яаниском горизонте. Известковистые глинистые домериты распространены больше в адавереском горизонте. Все остальные разновидности группы мергелей и домеритов имеют ограниченное распространение.

По структуре мергели и домериты принадлежат к группе зернистоилистых пород. При наличии примеси алеврита в охесаареском и каугатумаском горизонтах появляются зернистые структуры. Из илистых структур наиболее часты микро- и тонкокристаллические и шламовые детритистые. Первые из них приурочены больше к глинистым мергелям и домеритам (табл. XI, *3*, *4*), где они местами могут переходить в пелитовые структуры. Вторые чаще встречаются среди известковых мергелей (табл. VI, *3*, *5*; табл. XI, *1*, *2*, *5*). Доломитовые домериты имеют тонкокристаллическую структуру; иногда они содержат перекристаллизованные остатки фауны и обычно — мелкие каверны и поры.

Гранулометрический состав нерастворимого остатка в мергелях и домеритах не связан с общим вещественным составом, а зависит в пер-

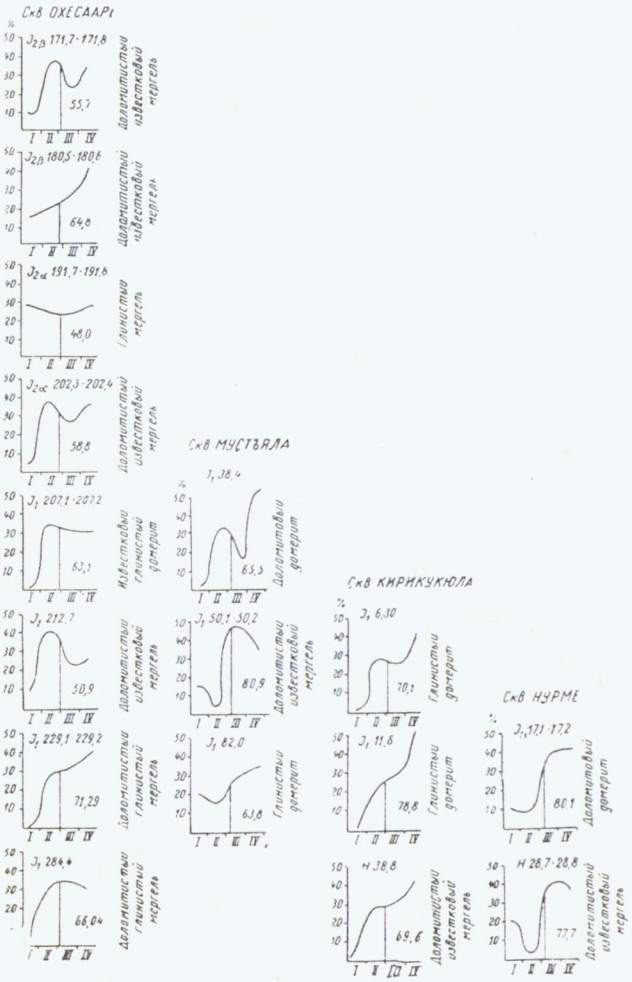



Рис. 20. Гранулометрический состав нерастворимого остатка мергелей и домеритов по отдельным типам пород.

Объяснения см. рис. 16. Цифры рядом со стратиграфическими индексами указывают на глубину взятия образцов (в метрах).

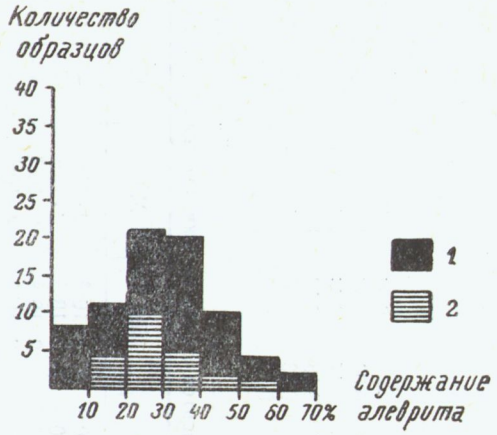



Рис. 21. Содержание алевритовой фракции в терригенном материале мергелей и доломитов по данным 80 образцов.

*1* — во всех образцах; *2* — в образцах из материковой части Эстонии.

вую очередь от конкретного местонахождения и возраста пород (рис. 20).

Содержание алевритовой фракции в мергелях и доломитах колеблется от 0 до 70, чаще всего от 20 до 40% (рис. 21). Максимальное содержание алеврита, как уже отмечалось выше, связано с породами верхнего силура (охесаареский и каугатумаский горизонты), для которых, кроме того, характерна и небольшая примесь песчаной фракции. Высокое содержание крупноалевритовой фракции отмечено в яаниском и адавереском горизонтах.

Как показывает минералогический анализ (определение оптических показателей в агрегатах и рентгенография), основная часть глинистой фракции представлена гидрослюдами. В меньших количествах встречаются хлорит, кварц и аморфный кремнезем.

Минеральный состав алевритовой фракции мергелей и доломитов был изучен во всех горизонтах силура (рис. 22 и 23). Из минералов легкой фракции установлены кварц, полевые шпаты, мусковит, хлорит, халцедон, опал, глауконит. Местами отмечены и мелкие зерна кварцевого алевролита. Из минералов тяжелой фракции присутствуют циркон, рутил, турмалин, гранат, корунд, сфен, амфиболы, пироксены, биотит, пирит, гематит. Четкая связь между минералогическим и вещественным составом пород отсутствует. Более характерно изменение минерального состава по местонахождению и возрасту пород. По вертикали в разрезе проявляются те же изменения в содержании отдельных минералов, что и установленные для алевритовой фракции нерастворимого остатка известняка и доломитов (рис. 22, 23).

Химический состав глинистой фракции довольно однородный (табл. 3). Характерно относительно высокое содержание окиси железа и калия и стабильное содержание окиси кремния и алюминия. Окись натрия присутствует лишь в небольшом количестве.

Содержание соединений железа в мергелях и доломитах довольно высокое. Количество $Fe_2O_3$ колеблется от 2 до 4—5%. Основная часть их представлена пиритом. Максимальное содержание $Fe_2O_{3общ.}$ отмечено в адавереском и яаниском горизонтах.

Для характеристики содержания редких элементов в нерастворимом остатке мергелей и доломитов в табл. 4 приведены данные только

Химический состав глинистой фракции нерастворимого остатка, %

Таблица 3

| Место и глубина взятия образца, м | Стратиграфический индекс | Порода | $SiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | CaO | MgO | $K_2O$ | $Na_2O$ | П. п. п. | $H_2O$ | $CO_2$ | $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Скв. Охесааре, 33,3—303,4 | $J_1$ | Известковый мергель | 52,1 | 19,3 | 1,87 | 2,14 | 1,70 | 1,62 | 8,84 | 0,96 | 10,5 | 0,14 | 0,19 | — |
| „ „ 325,9—325,95 | „ | Доломитистый глинистый мергель | 53,3 | 19,5 | 1,51 | 2,48 | 1,66 | 1,82 | 6,20 | 0,29 | 12,1 | 0,14 | 0,26 | — |
| Обн. Ниназе 4,35—4,55 | „ | Доломитистый домерит | 61,85 | 19,9 | 2,9 | 1,16 | — | 2,57 | 4,39 | — | 6,52 | 1,24 | — | — |
| „ Лехтметса | $J_2$ | То же | 60,77 | 21,32 | 1,82 | 1,26 | — | 2,64 | 5,50 | 0,06 | 5,46 | 1,46 | 0,35 | 355,3 |
| Скв. Нурме 1,77—1,80 | $J_1$ | „ „ | 53,30 | 23,21 | 2,70 | 2,21 | 0,56 | 3,60 | 5,52 | 0,17 | 7,89 | 1,25 | — | — |
| „ „ 10,67—10,70 | $J_2$ | „ „ | 53,10 | 23,13 | 2,29 | 2,36 | 0,50 | 3,50 | 5,60 | 0,13 | 10,10 | 1,40 | — | — |
| „ „ 22,30—22,40 | H | „ „ | 53,28 | 22,39 | 2,39 | 2,81 | 0,56 | 4,00 | 5,88 | 0,13 | 8,29 | 1,61 | — | — |
| „ „ 30,1—30,2 | „ | „ „ | 52,97 | 23,58 | 2,24 | 3,00 | 0,32 | 4,50 | 5,90 | 0,17 | 8,20 | 1,32 | — | — |

Таблица 4

Содержание редких элементов в нерастворимом остатке мергелей и домеритов некоторых горизонтов силура по скв. Охесааре, %

| Глубина взятия образца, м | Стратиграфический индекс | Ni | Cr | Cu | Mn | V | Zr | Ga | Mo | Pb |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 21,77—21,85 | $K_3$ | $4 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $7 \cdot 10^{-3}$ | $13 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | — |
| 30,76—30,90 | „ | $4 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ | $20 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $6 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | — |
| 50,87—50,95 | „ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $5 \cdot 10^{-3}$ | $13 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-2}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | — |
| 72,50—72,55 | „ | $7 \cdot 10^{-3}$ | $5 \cdot 10^{-3}$ | $>1 \cdot 10^{-1}$ | $30 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ | — |
| 80,68—80,70 | $K_2$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $13 \cdot 10^{-3}$ | $19 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $6 \cdot 10^{-4}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | — |
| 177,90—177,95 | $J_2$ | $5 \cdot 10^{-3}$ | $5 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $11 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | — |
| 185,94—186,00 | „ | $6 \cdot 10^{-3}$ | $12 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $15 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $5 \cdot 10^{-3}$ | — |
| 195,80—195,87 | „ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $15 \cdot 10^{-3}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ | Следы | $1 \cdot 10^{-3}$ | — | — |
| 205,78—205,86 | $J_1$ | $4 \cdot 10^{-3}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $11 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $5 \cdot 10^{-4}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | — |
| 216,05—216,10 | „ | $7 \cdot 10^{-3}$ | $7 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $17 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $4 \cdot 10^{-4}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $5 \cdot 10^{-3}$ | — |
| 229,18—229,27 | „ | $13 \cdot 10^{-3}$ | $7 \cdot 10^{-3}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ | $48 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $1 \cdot 10^{-4}$ | $5 \cdot 10^{-3}$ | $7 \cdot 10^{-3}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ |
| 273,89—273,94 | „ | $16 \cdot 10^{-3}$ | $14 \cdot 10^{-3}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ | $48 \cdot 10^{-3}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ | $6 \cdot 10^{-4}$ | $7 \cdot 10^{-3}$ | $7 \cdot 10^{-3}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ |
| 284,40—284,47 | „ | $11 \cdot 10^{-3}$ | $9 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $33 \cdot 10^{-3}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ | $15 \cdot 10^{-4}$ | $4 \cdot 10^{-3}$ | $5 \cdot 10^{-3}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ |
| 289,84—289,93 | „ | $6 \cdot 10^{-3}$ | $8 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $21 \cdot 10^{-3}$ | $7 \cdot 10^{-3}$ | $44 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $5 \cdot 10^{-3}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ |
| 299,85—299,93 | „ | $5 \cdot 10^{-3}$ | $5 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $20 \cdot 10^{-3}$ | $5 \cdot 10^{-3}$ | $6 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $3 \cdot 10^{-3}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ |
| 305,45—305,50 | „ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $6 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-3}$ | $2 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-4}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ | — |

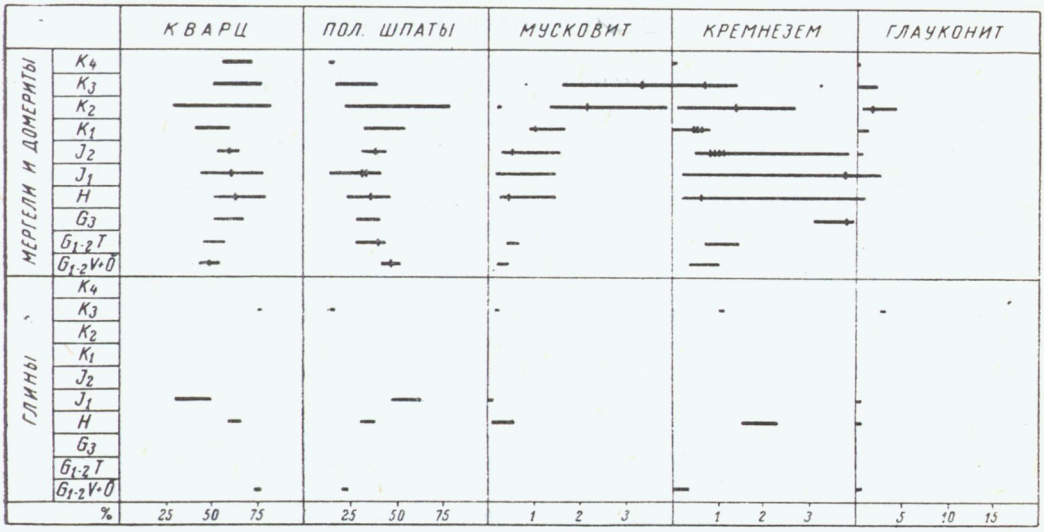



Рис. 22. Содержание легких минералов в алевритовой фракции нерастворимого остатка мергелей, домеритов и глин по отдельным горизонтам.
Вертикальной штриховкой отмечена максимальная частота анализов.

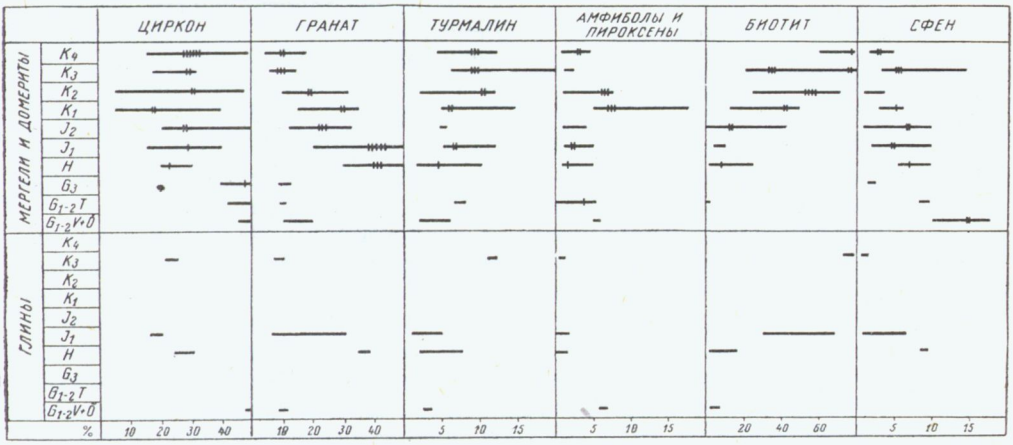



Рис. 23. Содержание тяжелых минералов в алевритовой фракции нерастворимого остатка мергелей, домеритов и глин по отдельным горизонтам.

по скв. Охесааре. Как видно из таблицы, повышенное содержание всех элементов отмечается в яниском горизонте, где еще появляется и Pb. Содержание Ni и Cr увеличивается здесь в четыре, Zr — в десять и Mn — в три раза. Возможно, что это связано с наличием метабентонитов в данной части разреза, хотя максимум содержания редких элементов и не совпадает с максимальным распространением метабентонитов (верхи адавереского и низы яниского горизонтов).

## ТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ

В группу терригенных пород в данной работе объединены глины, граптолитовые аргиллиты и метабентониты, содержащие нерастворимого остатка более 75%, независимо от происхождения слагающего их материала. Как известно, метабентониты являются осадочно-вулканогенными породами (Юргенсон, 1964). Поскольку терригенные породы имеют в силуре Эстонии лишь ограниченное распространение, то нет необходимости рассматривать более подробно и вопросы их классификации. Граптолитовые аргиллиты отличаются от глин прежде всего бóльшей плотностью и содержанием битуминозного материала граптолитового происхождения. Для гранулометрической классификации была использована разработанная А. Раукасом классификация обломочных пород по гранулометрическому составу (1964).

Все выделенные в этой группе породы содержат, как правило, не более 25% карбонатного компонента.

Подобно терригенно-карбонатным породам, терригенные породы сложены почти только частицами пелитовой фракции. Они относятся к тиховодным отложениям и распространены в относительно более глубокой и удаленной от берега части бассейна.

### Глины

Распространение глин тесно связано с распространением мергелей и домеритов — максимальная мощность слоя (17,1 м) установлена в разрезе скв. Охесааре в адавереском горизонте. В подошве слоя глин почти всегда залегает прослой метабентонита. Довольно часто встречаются метабентониты и выше, особенно в разрезе скв. Охесааре. На материке Эстонии пройден в скв. Нурме мощный слой глины в яаниском горизонте, на глубине 17,9—20,1 м. В остальных горизонтах силура мощность прослоев глин не превышает десятка сантиметров.

Глины силурийского возраста — непластичные. Цвет их темно-серый, зеленоватый, коричневатый, местами фиолетовый, часто обусловлен примесью глауконита или битуминозностью пород. Текстура глин горизонтальнослоистая, мощность отдельных слойков — от долей миллиметра до сантиметра. Комки и линзы из более карбонатного материала встречаются очень редко. Местами слои глин не имеют особой текстуры. При высыхании проявляется характерная для глин угловатая трещиноватость. Наблюдаются ходы илоедов, преимущественно пиритизированные. Из фауны встречаются граптолиты, остракоды, лингулиды и редкие пиритизированные остатки трилобитов и брахиопод.

Глины в основном доломитистые, содержат от 10 до 17% $CaMg(CO_3)_2$. Содержание $CaCO_3$ не превышает 4%, а соединений железа колеблется в пределах 4—5%.

Структура глин везде одинаковая, тонкозернистая-пелитовая (табл. XII, *1*, *2*). Только в разрезе скв. Охесааре местами отмечалась примесь карбонатных сгустков. Содержание алеврита в большинстве случаев не превышает 30% и только в глине яаниского горизонта достигает 40%, причем гистограмма имеет два максимума, указывая на подвижность среды.

По минералогическому составу некарбонатной части глины мало отличаются от мергелей и доломитов. В глинистой фракции встречаются гидрослюды, хлорит и местами гидрогематит (фиолетовая окраска). Количество минералогических анализов алеврита пока невелико (рис.

22, 23). В легкой фракции алеврита (рис. 22) установлены кварц, полевые шпаты, мусковит, халцедон, в тяжелой фракции (рис. 23) — циркон, турмалин, рутил, эпидот, биотит, амфиболы, пироксены и сфен.

Большое сходство отмечается также в химическом составе глин и мергелей-домеритов.

## Граптолитовые аргиллиты

Такое название дано темно-серым уплотненным глинам и мергелям с многочисленными граптолитами, залегающим в низах яниского и адавереского горизонтов.

Текстура граптолитовых аргиллитов большей частью тонкослоистая, но не сланцеватая. Слоистость обусловлена примесью алеврита, а также послойным накоплением органического вещества и остатков граптолитов (табл. XII, *4*). Мощность отдельных прослоев менее 1 см. Ходы илоедов встречаются сравнительно редко (табл. XII, *3*) и обычно заполнены светло-зеленым глинистым материалом. Довольно часты кубические кристаллы пирита. Кроме граптолитов встречены редкие остатки брахиопод, криноидей и остракод.

По содержанию карбонатной и силикатной составляющих граптолитовые аргиллиты мало отличаются от обычных мергелей и глин. Главным их отличием является наличие органического компонента (2—5%). Органическое вещество по типу является осмоленным, вторичным (Ульст, 1959) и своим происхождением обязано граптолитам. Содержание соединений железа в них довольно высокое — 4,5—4,6% $Fe_2O_{3общ}$.

В силикатной части граптолитовых аргиллитов преобладает глинистая фракция (рис. 24), но по сравнению со светлыми глинами ее меньше. Увеличение содержания алевритовой фракции происходит главным образом за счет мелкого кварца.

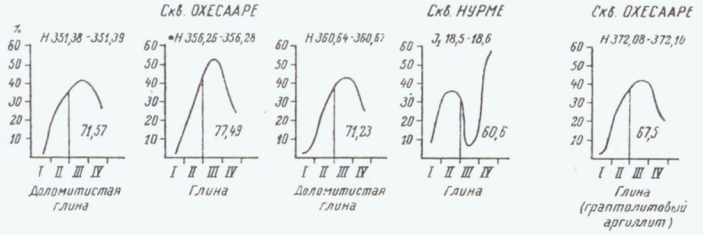



Рис. 24. Гранулометрический состав глин и граптолитовых аргиллитов (глин). Объяснения см. рис. 16 и 20.

Данные о минералогическом и химическом составе силикатной части граптолитовых аргиллитов пока скудные. Два минералогических анализа алевритовой фракции пород из разреза скважины Тылла показали довольно высокое содержание кварца (60—65%). Содержание полевых шпатов колеблется от 32 до 36%. Из других минералов легкой фракции присутствуют мусковит, хлорит, глауконит, из минералов тяжелой фракции преобладают гранат (35—36%), циркон (25—34%) и биотит (16%). В меньшем количестве встречаются турмалин, рутил, амфиболы, пироксены, эпидот, сфен.

## Метабентониты

Метабентониты залегают в виде прослоев в отложениях нижнего силура на острове Сааремаа и на юго-западе материковой части Эстонии. Максимальное количество метабентонитовых прослоев установлено в разрезе скважины Охесааре — 51. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких миллиметров до 25 см. Число отдельных прослоев и их мощность уменьшаются с запада на восток. Более подробная характеристика распределения метабентонитовых прослоев дана Э. Юргенсон (1964).

По литологическому характеру выделяются два типа метабентонитов. Первый из них представлен зеленоватыми, сильно разбухающими глинами. Они распространены больше в западных районах. Метабентониты второго типа белые, светло-серые или синевато-серые плотные, фарфоровидные. При выветривании порода приобретает желтоватый или оранжевый цвет. Текстура метабентонитовых прослоев тонкослоистая, иногда маркированная горизонтальными ходами илоедов. Диаметр ходов не превышает 2—3 мм. Заполнены они обычно более светлым глинистым, реже сероватым пиритизированным материалом.

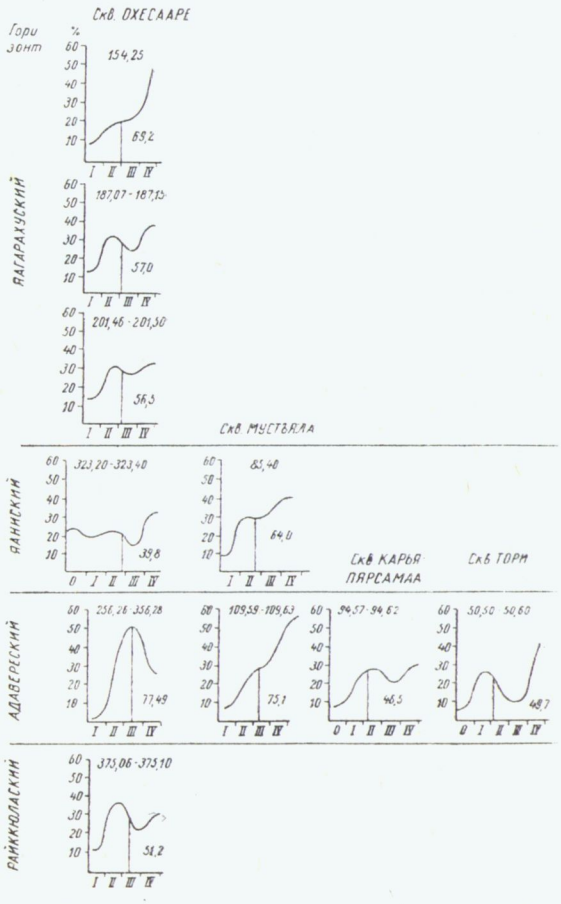



Рис. 25. Гранулометрический состав метабентонитов.
Объяснения см. рис. 16 и 20.

Таблица 5

Содержание редких элементов в метабентонитовых прослоях скв. Охесааре, %

| Глубина взятия образца, м | Стратиграфический индекс | Ni | Co | Cr | Cu | Mn | V | Zr | Ga | Mo | Pb | Fe |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 154,25 | $J_2$ | $38 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-4}$ | $19 \cdot 10^{-4}$ | $16 \cdot 10^{-4}$ | $19 \cdot 10^{-3}$ | $22 \cdot 10^{-4}$ | $16 \cdot 10^{-3}$ | $53 \cdot 10^{-4}$ | — | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $69 \cdot 10^{-3}$ |
| 172,62—172,63 | „ | $24 \cdot 10^{-4}$ | $2 \cdot 10^{-4}$ | $20 \cdot 10^{-4}$ | $12 \cdot 10^{-4}$ | $30 \cdot 10^{-3}$ | $26 \cdot 10^{-4}$ | $16 \cdot 10^{-3}$ | $32 \cdot 10^{-4}$ | $32 \cdot 10^{-4}$ | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $52 \cdot 10^{-3}$ |
| 187,07—187,15 | „ | $34 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-4}$ | $24 \cdot 10^{-4}$ | $71 \cdot 10^{-4}$ | $24 \cdot 10^{-3}$ | $33 \cdot 10^{-4}$ | $28 \cdot 10^{-3}$ | $27 \cdot 10^{-4}$ | $35 \cdot 10^{-4}$ | $42 \cdot 10^{-4}$ | $25 \cdot 10^{-2}$ |
| 191,80—191,85 | „ | $37 \cdot 10^{-4}$ | $4 \cdot 10^{-4}$ | $26 \cdot 10^{-4}$ | $48 \cdot 10^{-4}$ | $97 \cdot 10^{-4}$ | $126 \cdot 10^{-4}$ | $5 \cdot 10^{-3}$ | $27 \cdot 10^{-4}$ | $40 \cdot 10^{-4}$ | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $54 \cdot 10^{-3}$ |
| 201,46—201,50 | „ | $25 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-4}$ | $18 \cdot 10^{-4}$ | $\sim 1 \cdot 10^{-3}$ | $135 \cdot 10^{-4}$ | $23 \cdot 10^{-4}$ | $38 \cdot 10^{-4}$ | $34 \cdot 10^{-4}$ | $31 \cdot 10^{-4}$ | $< 1 \cdot 10^{-2}$ | $48 \cdot 10^{-3}$ |
| 215,66—215,70 | $J_1$ | $30 \cdot 10^{-4}$ | $2 \cdot 10^{-4}$ | $18 \cdot 10^{-4}$ | $13 \cdot 10^{-4}$ | $89 \cdot 10^{-4}$ | $20 \cdot 10^{-4}$ | $28 \cdot 10^{-4}$ | $19 \cdot 10^{-4}$ | — | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $42 \cdot 10^{-3}$ |
| 233,40—233,44 | „ | $31 \cdot 10^{-4}$ | $2 \cdot 10^{-4}$ | $30 \cdot 10^{-4}$ | $26 \cdot 10^{-4}$ | $40 \cdot 10^{-3}$ | $51 \cdot 10^{-4}$ | $50 \cdot 10^{-4}$ | $23 \cdot 10^{-4}$ | $30 \cdot 10^{-4}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ | $80 \cdot 10^{-3}$ |
| 275,38 | „ | $64 \cdot 10^{-4}$ | $7 \cdot 10^{-4}$ | $38 \cdot 10^{-4}$ | $66 \cdot 10^{-4}$ | $34 \cdot 10^{-3}$ | $34 \cdot 10^{-4}$ | $24 \cdot 10^{-3}$ | $23 \cdot 10^{-4}$ | $40 \cdot 10^{-4}$ | $133 \cdot 10^{-4}$ | $47 \cdot 10^{-2}$ |
| 288,42—288,44 | „ | $30 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-4}$ | $22 \cdot 10^{-4}$ | $15 \cdot 10^{-4}$ | $76 \cdot 10^{-3}$ | $18 \cdot 10^{-4}$ | $38 \cdot 10^{-4}$ | $26 \cdot 10^{-4}$ | — | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $69 \cdot 10^{-3}$ |
| 291,06—291,10 | „ | $34 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-4}$ | $22 \cdot 10^{-4}$ | $20 \cdot 10^{-4}$ | $147 \cdot 10^{-4}$ | $20 \cdot 10^{-4}$ | $19 \cdot 10^{-4}$ | $23 \cdot 10^{-4}$ | — | $32 \cdot 10^{-4}$ | $115 \cdot 10^{-3}$ |
| 298,50—298,51 | „ | $44 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-4}$ | $38 \cdot 10^{-4}$ | $20 \cdot 10^{-4}$ | $185 \cdot 10^{-4}$ | $23 \cdot 10^{-4}$ | $27 \cdot 10^{-4}$ | $27 \cdot 10^{-4}$ | $35 \cdot 10^{-4}$ | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $95 \cdot 10^{-3}$ |
| 307,60—307,61 | „ | $53 \cdot 10^{-4}$ | $6 \cdot 10^{-4}$ | $100 \cdot 10^{-4}$ | $22 \cdot 10^{-4}$ | $77 \cdot 10^{-3}$ | $1 \cdot 10^{-2}$ | $118 \cdot 10^{-4}$ | $39 \cdot 10^{-4}$ | $> 1 \cdot 10^{-2}$ | $32 \cdot 10^{-4}$ | $114 \cdot 10^{-3}$ |
| 311,79—311,81 | „ | $80 \cdot 10^{-4}$ | $9 \cdot 10^{-4}$ | $64 \cdot 10^{-4}$ | $38 \cdot 10^{-4}$ | $77 \cdot 10^{-3}$ | $54 \cdot 10^{-4}$ | $21 \cdot 10^{-3}$ | $27 \cdot 10^{-4}$ | $48 \cdot 10^{-4}$ | $117 \cdot 10^{-4}$ | $31 \cdot 10^{-2}$ |
| 340,76—340,77 | „ | $53 \cdot 10^{-4}$ | $7 \cdot 10^{-4}$ | $23 \cdot 10^{-4}$ | $93 \cdot 10^{-4}$ | $97 \cdot 10^{-3}$ | $21 \cdot 10^{-4}$ | — | $19 \cdot 10^{-4}$ | — | $21 \cdot 10^{-3}$ | $43 \cdot 10^{-2}$ |
| 342,0 —342,01 | „ | $15 \cdot 10^{-3}$ | $14 \cdot 10^{-4}$ | $46 \cdot 10^{-4}$ | $89 \cdot 10^{-4}$ | $47 \cdot 10^{-3}$ | $39 \cdot 10^{-4}$ | 1 | $30 \cdot 10^{-4}$ | $1 \cdot 10^{-2}$ | $34 \cdot 10^{-4}$ | $> 1 \cdot 10^{-2}$ |
| 345,81—345,82 | „ | $64 \cdot 10^{-4}$ | $8 \cdot 10^{-4}$ | $41 \cdot 10^{-4}$ | $26 \cdot 10^{-4}$ | $113 \cdot 10^{-3}$ | $32 \cdot 10^{-4}$ | $89 \cdot 10^{-4}$ | $21 \cdot 10^{-4}$ | $45 \cdot 10^{-4}$ | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $89 \cdot 10^{-2}$ |
| 356,26—356,28 | „ | $104 \cdot 10^{-4}$ | $5 \cdot 10^{-4}$ | $125 \cdot 10^{-4}$ | $15 \cdot 10^{-4}$ | $22 \cdot 10^{-3}$ | $29 \cdot 10^{-4}$ | $26 \cdot 10^{-4}$ | $42 \cdot 10^{-4}$ | $34 \cdot 10^{-4}$ | — | $20 \cdot 10^{-2}$ |
| 359,30—359,31 | H | $45 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-4}$ | $53 \cdot 10^{-4}$ | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $178 \cdot 10^{-4}$ | $47 \cdot 10^{-4}$ | $118 \cdot 10^{-4}$ | $20 \cdot 10^{-4}$ | 1 | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $61 \cdot 10^{-3}$ |
| 361,29—361,33 | „ | $31 \cdot 10^{-4}$ | $4 \cdot 10^{-4}$ | 1 | $42 \cdot 10^{-3}$ | $19 \cdot 10^{-4}$ | $23 \cdot 10^{-4}$ | $1 \cdot 10^{-1}$ | $16 \cdot 10^{-4}$ | — | — | $41 \cdot 10^{-3}$ |
| 362,46—362,49 | „ | $41 \cdot 10^{-4}$ | $2 \cdot 10^{-4}$ | $21 \cdot 10^{-4}$ | $21 \cdot 10^{-3}$ | $106 \cdot 10^{-4}$ | $14 \cdot 10^{-4}$ | $28 \cdot 10^{-4}$ | $38 \cdot 10^{-4}$ | — | 1 | $69 \cdot 10^{-3}$ |
| 365,07—365,08 | „ | $41 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-4}$ | $53 \cdot 10^{-4}$ | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $133 \cdot 10^{-4}$ | $43 \cdot 10^{-4}$ | $78 \cdot 10^{-4}$ | $10 \cdot 10^{-4}$ | — | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $46 \cdot 10^{-3}$ |
| 369,10—369,12 | „ | $140 \cdot 10^{-4}$ | $12 \cdot 10^{-4}$ | $20 \cdot 10^{-3}$ | $15 \cdot 10^{-4}$ | $80 \cdot 10^{-3}$ | $43 \cdot 10^{-4}$ | $68 \cdot 10^{-4}$ | $36 \cdot 10^{-4}$ | $57 \cdot 10^{-4}$ | — | $24 \cdot 10^{-2}$ |
| 369,93—369,96 | „ | $39 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-4}$ | $21 \cdot 10^{-4}$ | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $38 \cdot 10^{-4}$ | $20 \cdot 10^{-4}$ | $78 \cdot 10^{-4}$ | $31 \cdot 10^{-4}$ | — | 1 | $36 \cdot 10^{-3}$ |
| 370,09—370,10 | „ | $45 \cdot 10^{-4}$ | $4 \cdot 10^{-4}$ | $13 \cdot 10^{-3}$ | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $52 \cdot 10^{-4}$ | $59 \cdot 10^{-4}$ | $32 \cdot 10^{-3}$ | $22 \cdot 10^{-4}$ | — | 1 | $35 \cdot 10^{-3}$ |
| 375,06—375,10 | $G_3$ | $34 \cdot 10^{-4}$ | $3 \cdot 10^{-4}$ | $41 \cdot 10^{-4}$ | $1 \cdot 10^{-3}$ | $112 \cdot 10^{-4}$ | $29 \cdot 10^{-4}$ | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $18 \cdot 10^{-4}$ | 1 | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $108 \cdot 10^{-3}$ |
| 465,95—465,98 | D | $38 \cdot 10^{-4}$ | $4 \cdot 10^{-4}$ | $31 \cdot 10^{-4}$ | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $65 \cdot 10^{-4}$ | $26 \cdot 10^{-4}$ | $63 \cdot 10^{-4}$ | $30 \cdot 10^{-4}$ | 1 | 1 | $62 \cdot 10^{-3}$ |
| 466,30—466,35 | „ | $32 \cdot 10^{-4}$ | $4 \cdot 10^{-4}$ | $28 \cdot 10^{-4}$ | $< 1 \cdot 10^{-3}$ | $60 \cdot 10^{-4}$ | $26 \cdot 10^{-4}$ | $33 \cdot 10^{-4}$ | $31 \cdot 10^{-4}$ | — | — | $81 \cdot 10^{-3}$ |

Структура метабентонитов алевропелитовая. У первого типа больше сохранился пепельный характер (петельчатая структура основной массы). У фарфоровидного метабентонита основная масса больше перекристаллизована.

Гранулометрически в метабентонитах преобладает глинистая фракция (рис. 25), и только в некоторых образцах встречается больше алевритовой фракции и небольшая примесь (до 10%) песчаной (табл. XII, *5*, *6*).

Для метабентонитов характерно большое содержание кремнезема и щелочей. Из редких элементов более значительно содержание циркона, ванадия, никеля, а местами и свинца (табл. 5). Особенно богаты редкими элементами слои группы «J» (яниского горизонта).

Основываясь на структурных и минералогических особенностях метабентонитов, можно с уверенностью говорить о вулканическом происхождении последних. Различие между метабентонитами двух типов заключается главным образом в степени изменчивости их в диагенезе и эпигенезе, а также в количестве примеси обычного терригенного материала.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И СОСТАВ ТЕРРИГЕННОГО МАТЕРИАЛА

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Пространственное и стратиграфическое распределение терригенного материала так же, как и особенности его состава, имеет большое значение не только для характеристики различных типов пород, но и особенно для выяснения условий осадконакопления и общей палеогеографической обстановки.

В распределении терригенного материала в силурийских отложениях Эстонии во всех горизонтах хорошо проявляется закономерное увеличение его содержания в юго-западном направлении (рис. 26 и 27). Так, среднее содержание терригенного материала в отложениях юруского горизонта на юге (скв. Икла) или на юго-западе (скв. Охесааре) Эстонии в два раза, а в райккюласких породах в три раза больше, чем в Средней Эстонии (скв. Эйамаа). В более молодых горизонтах, начиная с венлока, различия в количестве терригенного материала менее резкие, что частично может быть обусловлено сокращением площади распространения сохранившихся отложений. Закономерность эта хорошо отражается и в распределении литологических типов пород, зонально обрамляющих берега бассейна (рис. 26). Целесообразно выделить три основные зоны: зону известняков со средним содержанием терригенного материала менее 25%, зону чередования известняков и мергелей — 25—75% и зону глин — более 75%.

Интересно отметить, что во многих случаях повышение содержания терригенного материала сопровождается увеличением мощности отложений, например в юруском и частично в райккюласком горизонте (между Соомевере, Пярну и Икла). Но бывает и наоборот: в отложениях адавереского горизонта содержание терригенного материала между Кирикукюла и Охесааре увеличивается вдвое (рис. 27), а мощность их уменьшается соответственно с 32,4 до 26,3 м. Объяснить такое противоречие пока трудно. Возможно, что здесь известную роль играет характер распределения разных литофациальных зон и интенсивность прогибания морского дна.




Рис. 26. Среднее содержание терригенного материала по горизонтам силура в Эстонии.

Точками отмечены буровые скважины; в числителе — номер скважины, в знаменателе — среднее содержание терригенного материала в горизонте (подчеркнутыми цифрами показано содержание при неполной мощности горизонтов). *1* — Охесааре; *2* — Кингисепп; *3* — Кипи; *4* — Мустьяла; *5* — Сакла; *6* — Орьяку; *7* — Мартна; *8* — Кирикукюла; *9* — Пярну; *10* — Икла; *11* — Нурме; *12* — Соомевере; *13* — Эйамаа; *14* — Сулуствере; *15* — Курси. Условные обозначения: *1* — зона известняков; *2* — зона переслаивания известняков и мергелей; *3* — зона мергелей и глин; *4* — современная граница распространения отложений.

Под влиянием тектонических движений, трансгрессий и регрессий накопление терригенного материала носило ритмичный, или пульсационный, характер (рис. 28, I). Многогранность этого процесса обусловила сложное строение ритмов. Как видно из рис. 28, II, верхнесилурийский ритм (регрессивного типа) накопления терригенного материа-

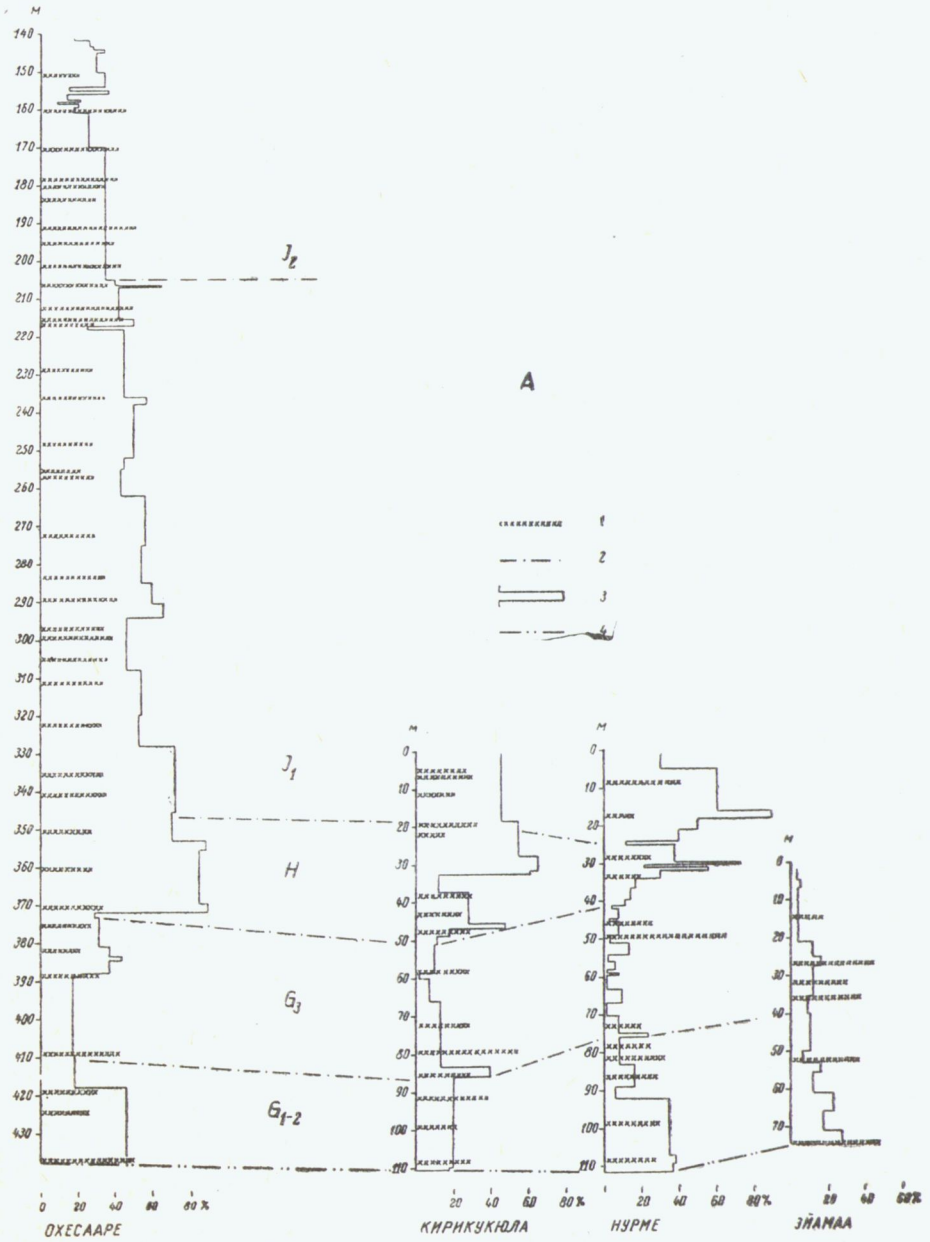



Рис. 27. Изменение содержания терригенного материала и песчано-алевритовой фракции.

*А* — в разрезе нижнего силура; *Б* — в разрезе верхнего силура. *1* — содержание песчано-алевритовой фракции в терригенном материале (в процентах); *2* — границы отдельных горизонтов; *3* — содержание терригенного материала (в процентах); *4* — граница силура с ордовиком.

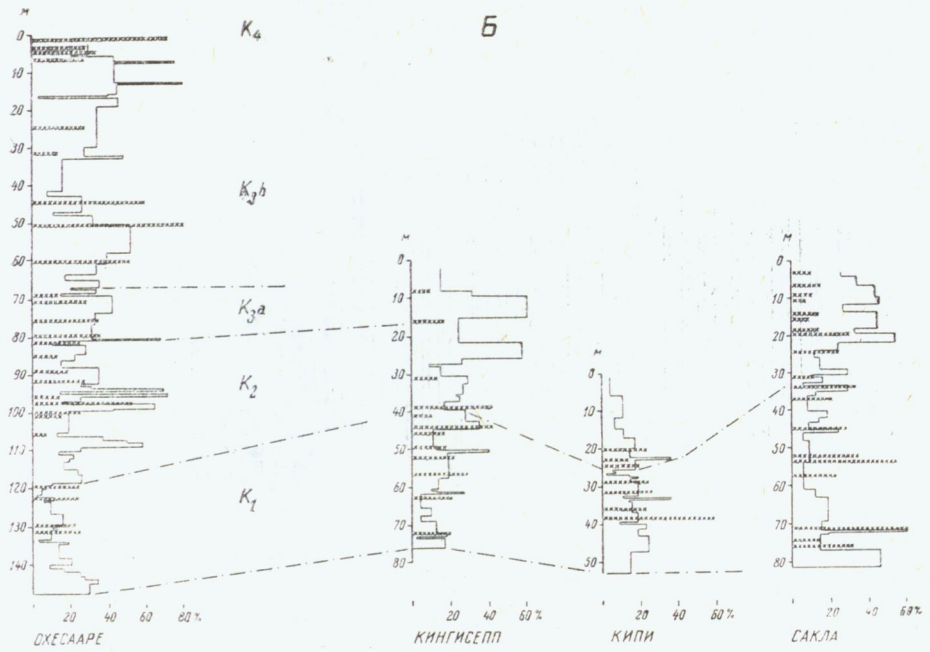



Рис. 27 (продолжение).

ла распадается на два крупных ритма и ряд более мелких, а последние, в свою очередь, разделяются на микроритмы (рис. 28, III). В данном случае (каугатумаский горизонт) глинистые известняки чередуются с известковыми мергелями и глинистыми мергелями. В некоторых отложениях такое чередование карбонатов и терригенного материала может быть очень тонким — прослаивающиеся слойки имеют мощность от нескольких миллиметров до сантиметра, например в первичных доломитах райккюлаского и роотсикюлаского горизонтов.

Следует подчеркнуть, что выяснение причин ритмичности осадкообразования не может быть достигнуто исследованием лишь характера накопления терригенного материала, а требует в комплексе с этим изучения также формирования карбонатной части.

Для иллюстрации комплексного характера ритма приведем разрез юруского горизонта в скв. Мартна с одним из наиболее полных ритмов (рис. 29). Ритм начинается с чередования слоев глинистого мергеля и глинистого известняка (I). Выше по разрезу залегают тонкослоистые глинистые известняки с прослоями мергеля, причем последних на 20 см разреза приходится десять (II). Еще выше лежат обломочные известняки с прослоями мергеля (не более восьми на 20 см разреза; III). Затем следуют тонкослоистые микрокристаллические известняки с тонкими прослоями мергеля (IV). Верхняя половина ритма представлена почти чистыми известняками с изменчивым содержанием кальцитовых скелетов, окаменелостей и беспорядочными, частично разветвляющимися прослоями мергеля (V). Перед началом нового ритма мощность прослоев мергеля увеличивается и в составе известняка появляется больше обломочного материала.

Такое строение ритма может повторяться с некоторыми изменениями в разных разрезах. Так, в ритме некоторые из названных типов

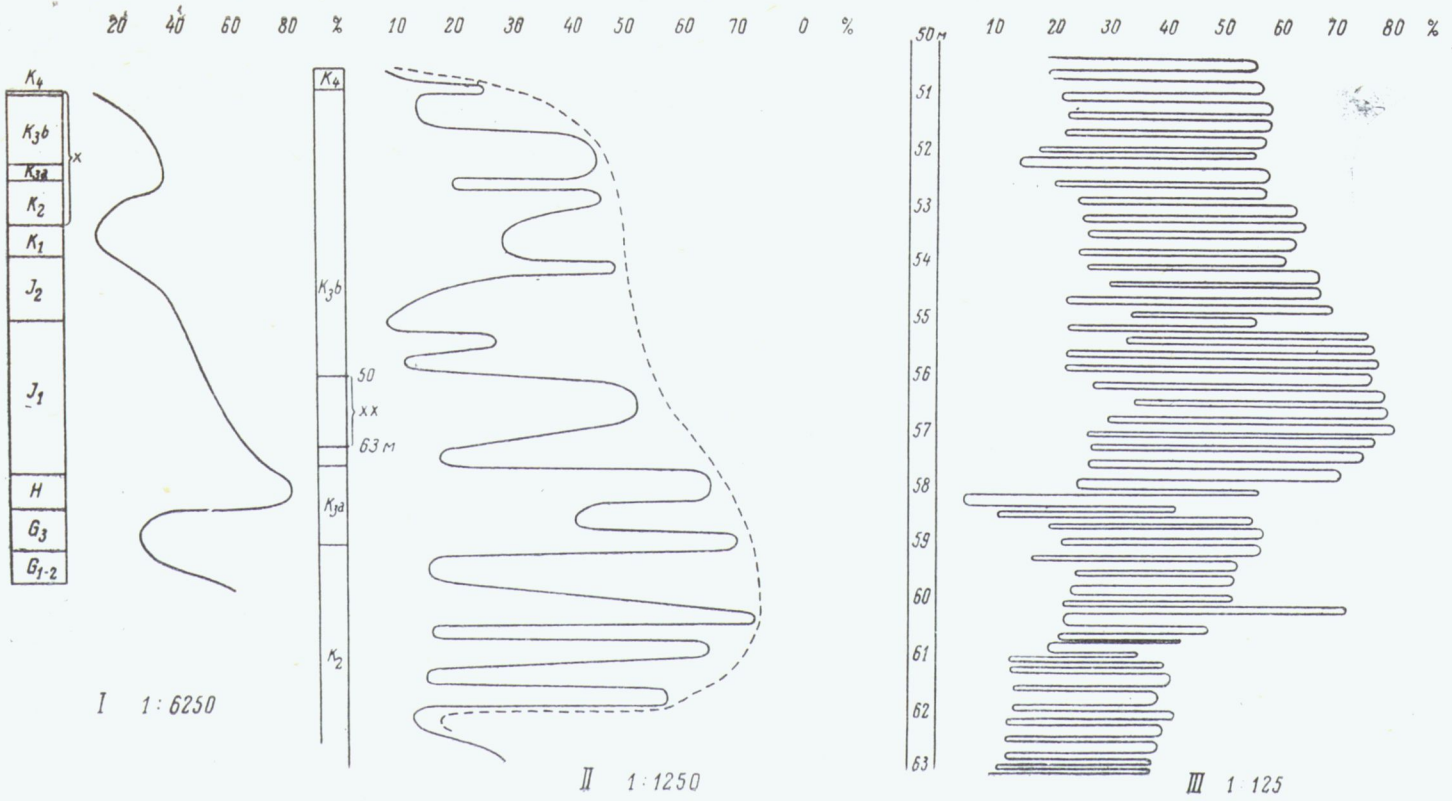



Рис. 28. Ритмичное распределение терригенного материала в разрезе скв. Охесааре.

I — среднее по отдельным горизонтам; II — детализованный график в пределах верхнего силура (×); III — деталь верхнесилурийского максимума (××).

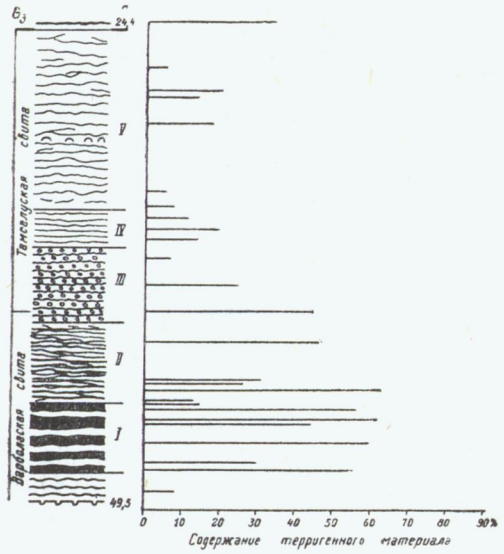



Рис. 29. Чередование карбонатных пород в пределах одного ритма. Разрез юурусского горизонта в скв. Мартна.

Объяснения см. в тексте на стр. 71.

пород могут отсутствовать или замещаться другими, могут изменяться мощности отдельных типов, а также соотношения терригенной и карбонатной частей.

Характер и мощность отдельных слоев мергеля зависят от конкретных условий накопления, а также от постседиментационных изменений отложений (деформация под давлением налегающих слоев, контракция, разложение, доломитизация). Поверхности наслоения могут быть ровными или волнистыми, а контакт между известняком и мергелем — переходным или резким (рис. 30). Слои мергеля имеют часто резкий нижний и переходный верхний контакты, что, вероятно, говорит о постепенном уменьшении скорости течения приносящего терригенный материал водного потока. Встречается и такая разновидность слоистости, когда оба контакта слоя мергеля резкие, а слои известняка сложены чистым крупнозернистым (детритным или обломочным) карбонатным материалом (рис. 30, *А*). Такие слоистые известняки формировались в более мелководных участках бассейна при интенсивной подвижности воды (в юуруском, паадласком и каугатумаском горизонтах).

Пульсация в осадконакоплении проявляется не только в чередовании карбонатного и терригенного материала, но также и в дифференциации по крупности зерен терригенного материала в пределах одного или нескольких слоев. В мергелях слоистость выражена преимущественно слабо — встречается скрытая слоистость, по терминологии Л. Н. Ботвинкиной (1962). Как в мергелях, так и в глинах обычно чередуются более грубозернистые (песчано-алевритовые) и тонкозернистые (глинистые) слойки. Мощность алевритовых слойков не превышает 1—3 мм, а переходы между ними могут быть резкими или постепенными (рис. 30, *Д*, *Е*).

По гранулометрическому составу исследуемые терригенные материалы относятся большей частью к глинистой фракции. Из 240 прове-

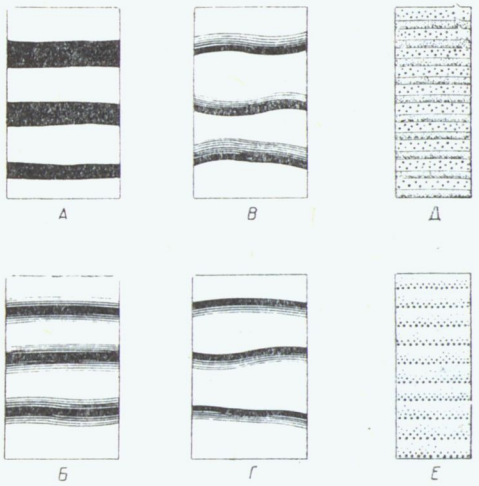



Рис. 30. Типы чередования слоев.

*А* — контакты между мергелем и известняком резкие; *Б* — контакты переходные; *В* — нижний контакт резкий, верхний переходный; *Г* — верхний контакт резкий, нижний переходный; *Д* — чередование алеврита и глины, контакты резкие; *Е* — то же, контакты переходные.

денных анализов только примерно в десятой части их преобладает песчано-алевритовая фракция. По содержанию отдельных фракций можно выделить три основных типа терригенного материала, для каждого из которых характерна своя диаграмма фракционного состава. Первый тип характеризуется максимальным содержанием глинистой фракции (рис. 31). У второго максимум обычно приходится на мелкий алеврит или на более крупную глинистую фракцию. Третий тип имеет два максимума, из которых первый приходится на песчано-алевритовую часть, а второй — на глинистую. Образование терригенных мергелей первого типа пока трудно объяснить. По-видимому, он характерен для более глубоководных участков бассейна; второй тип указывает на более подвижную среду осадконакопления и присущ терригенному материалу из карбонатных пород и мергелей с явно выраженной тонкослоистой текстурой. Третий тип встречается чаще у грубозернистого терригенного материала и, возможно, указывает на два источника сноса.

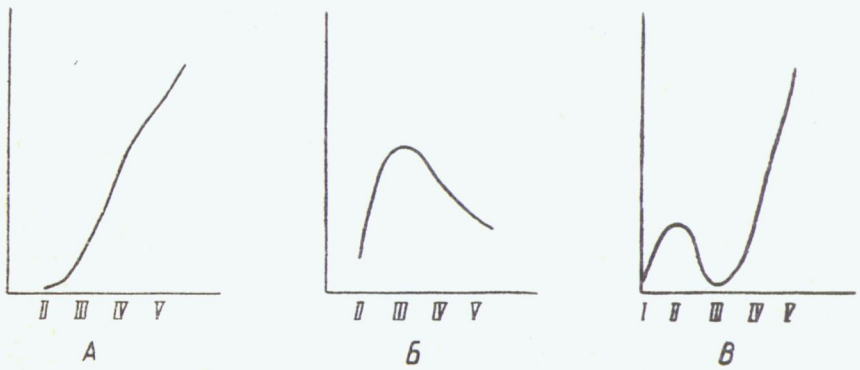



Рис. 31. Основные типы кривых распределения гранулометрического состава терригенного материала по фракциям.

I — 0,1, II — >0,05—0,1, III — 0,01—0,05, IV — 0,002—0,01 и V — <0,002 мм. *А* — тип спокойного осаждения; *Б* — тип течений; *В* — тип течений с двумя источниками привноса.

Исследование терригенного материала по разрезу силурийских отложений Эстонии показывает закономерное изменение его содержания и размерности. Силур начался с трансгрессии моря и максимального накопления терригенного материала в начале юруского времени (см. рис. 26, 27). Образовались мергели с комками и прослоями мелкозернистого известняка. В составе терригенного материала, особенно в нижней половине горизонта, отмечается повышенное содержание алеврита (до 50%), особенно в окрестности Охесааре (скв. Охесааре, глубина 437,0—438,0 м). В распределении фракций преобладает второй тип.

Во второй половине юруского времени интенсивность накопления терригенного материала уменьшилась, особенно в Средней и Северной Эстонии. В этом районе образовалась бореалисовая банка, которая обогащалась терригенным материалом только в краевых частях. На крайнем северо-западе, в районе Хаапсалу и о. Хийумаа, сформировались небольшие биогермы и детритовые известняки с прослоями и линзами мергеля. Здесь для мергелей и известняков характерно повышенное содержание алеврита (до 35—46%). Общее содержание терригенного материала не изменилось ($<25\%$). В больших количествах он встречается в юго-восточных и южных районах Эстонии, а также на территории Латвии.

Отложения райккюлаского времени характеризуются относительно низким содержанием терригенного материала (рис. 27). Некоторое повышение отмечается только в самых нижних слоях — до 40% и больше (начало второго мелкого ритма).

В начале райккюлаского времени на северо-западе продолжалось более интенсивное накопление алеврита, особенно в пускуских обломочных известняках. В середине этого времени повышенное накопление песчано-алевритового материала отмечалось в окрестностях Садала — Вяйке-Маарья, где в песчанисто-детритовых известняках (теперь доломитизированных) содержание терригенного материала доходило до 30% (см. стр. 35). 90% этого количества приходится на песчано-алевритовую фракцию, почти половина которой представлена кварцевым песком. Характерен второй тип распределения фракций с максимумом в мелкопесчаной и крупноалевритовой части. В южном и западном направлениях содержание алеврита и песка уменьшается (рис. 32), что, по всей вероятности, говорит о расположении источника сноса на северо-востоке.

Алевритовые мергели повторно накоплялись в самом конце райккюлаского времени в районе каланаских биогермов (рис. 32).

В южных и западных районах Эстонии в райккюласком горизонте распространяются тонкозернистые комковатые известняки с прослоями мергеля изменчивой мощности. Контакты между слоями мергеля и известняка преимущественно переходные. В гранулометрическом составе терригенного материала преобладает материал первого типа.

Следующая трансгрессия на фоне общей регрессии силурийского моря происходила в конце лландовери и начале венлока. Соответственно этому в адавереском и яниском горизонтах отмечаются новые максимумы содержания терригенного материала. Следует отметить, что в более западных разрезах максимальное содержание терригенного материала связано с адаверескими отложениями. Чем дальше к востоку, тем больше максимум передвигается к яниским отложениям (см. рис. 27).

В разрезах скв. Охесааре и Мустъяла большое содержание терригенного материала (87—88%) отмечается в низах адавереского горизонта, в мергелях и глинах с темноцветными аргиллитами. Такие же

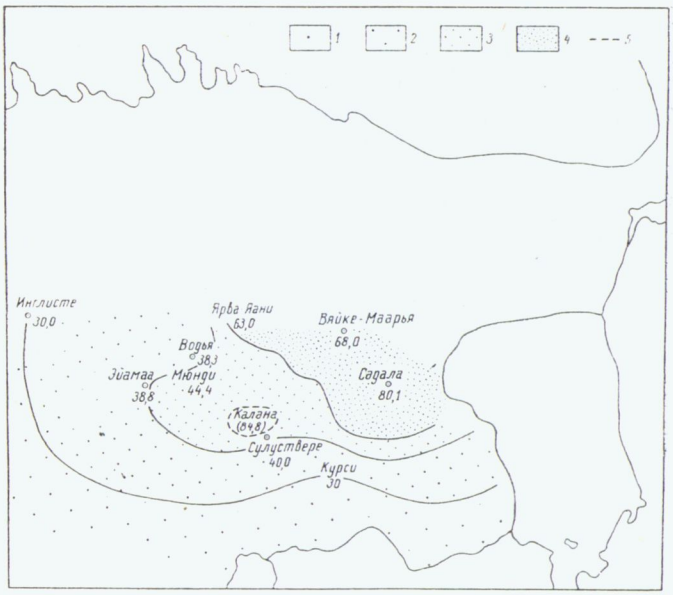



Рис. 32. Распределение песчано-алевритовой фракции в терригенном материале средних слоев райккюлаского горизонта в Северо-Восточной Эстонии.

*1* — содержание песчано-алевритовой фракции меньше 30%; *2* — то же от 30 до 40%; *3* — то же от 40 до 60%; *4* — то же выше 60%; *5* — граница распределения повышенного содержания алевритовой фракции в верхних слоях райккюлаского горизонта у пос. Калана.

отложения образовались в то же время и на территории Северной Латвии (Гайлите и др., 1967).

Для комплекса глин и мергелей характерны многочисленные прослои метабентонита (см. гл. II). Надо отметить, что вторжение пирокластического материала и образование метабентонитов продолжалось в этих районах до лудлова, но наиболее интенсивно в адавереское и раннеяаниское времена. Влияние пирокластического материала на общее содержание терригенного материала и его гранулометрический состав было незначительным (при расчете средних содержаний прослои метабентонита исключались).

На западе материковой части Эстонии (скв. Пярну и Кирикукюла) в адавереское время образовались главным образом мергели. Максимальное количество терригенного материала (60—80%) отмечается немного выше нижней границы, а также в верхней половине адавереского горизонта (70—80%). Создается впечатление, что здесь мы имеем дело с двумя ритмами.

В районе реки Румба, к востоку от скв. Кирикукюла, максимальное накопление терригенного материала происходило уже только во второй половине адавереского времени.

Восточнее Выхма в привносе терригенного материала в адавереское время по сравнению с райккюласким почти никаких изменений не произошло. Образовались такие же слоистые комковатые известняки (теперь доломитизированные) с прослоями мергеля.

В гранулометрическом составе терригенного материала адавереского горизонта преобладают глины, а содержание алеврита не превышает 30—32%. В распределении по фракциям доминируют первый и второй типы.

Для следующего, яаниского горизонта характерны мергели. Карбо-

натный материал встречается больше в виде линз и прослоев. Во второй половине яаниского времени привнос терригенного материала уменьшился в среднем с 45—60 до 30—50%. Более интенсивное накопление карбонатов отмечается особенно в северо-западной части о. Сааремаа (Аалоэ, 1961).

Терригенный материал в низах яаниского и в адавереском горизонте имеет сходный гранулометрический состав. В верхней части яаниского горизонта содержание алеврита, особенно в окрестностях Охесааре, увеличилось до 50% (скв. Охесааре, глубина 212,7 м). Впервые отмечается преобладание третьего типа распределения фракции с максимумами у мелкого алеврита и глины, что говорит о своеобразном режиме движения водных масс.

Тенденция к уменьшению накопления терригенного материала наблюдается и в яагарахуское время. Сравнение максимального содержания терригенного материала в яаниских и яагарахуских отложениях указывает на его уменьшение почти вдвое. Максимальное содержание его (45%) установлено в яагарахуских отложениях в разрезах Охесааре и Пярну. Образовались слоистые и комковатые (теперь доломитизированные) известняки, а также биогермы, с краевыми частями которых локально связано повышенное содержание терригенного материала.

В гранулометрическом составе терригенного материала яагарахуского горизонта возрастает значение алеврита. В этом явлении можно усмотреть некоторую аналогию с содержанием алеврита в райккюласких отложениях, где максимум его совпадает с минимальным содержанием терригенного материала. Максимальное количество алеврита в терригенном материале яагарахуских отложений установлено в разрезе Охесааре (скв. Охесааре, глубина 191—192 м) — 52%. В распределении материала по фракциям по-прежнему преобладает третий тип. Только в биогермных известняках, где общее содержание терригенного материала изредка превышает 10%, доминирует глинистая фракция (первый тип).

Роотсикюласские отложения, микро- и тонкослоистые известняки и первичные доломиты, характеризуются малым содержанием терригенного материала. Для седиментационных, в частности эвриптеровых, доломитов, характерно тонкое ритмичное чередование более карбонатных слойков с глинистыми мощностью в пределах нескольких миллиметров (Эйнасто, 1962). Кроме них встречаются массивные карбонатные слои водорослевых и обломочных известняков, а на территории Латвии — слои домеритов.

В отличие от нижележащих яаниских и яагарахуских отложений, максимальное содержание терригенного материала наблюдается не в районе Охесааре, а в районах Кипи и Сакла. В разрезе скв. Сакла на глубине 71—72 м встречен даже слой глинистого мергеля. В том же разрезе на глубине 51—54 м установлено максимальное содержание алевритовой фракции (до 59%) с третьим типом распределения фракций. В остальных отложениях содержание алеврита в терригенном материале не превышает 30%. Встречаются как первый, так и второй тип распределения фракций. Новое увеличение содержания терригенного материала произошло в верхней части паадлаского горизонта, а также в курессаареском горизонте и в нижней части каугатумаского. В отличие от нижележащих венлокских отложений, дифференциация терригенного материала у лудловских более отчетливая, т. е. глинистые известняки и известковые мергели замещены слоями более чистых известняков, чередующихся со слоями глинистого мергеля. Образовалось несколько четко выраженных ритмов (см. рис. 28). Такое же чередо-

вание чистых биогенных известняков со слоями глинистого мергеля наблюдалось на территории Латвии.

Контакты мергеля с известняком — резкие и указывают на более подвижную среду осадконакопления.

Только в паадласком горизонте местами развиты микрослоистые доломиты (скв. Сакла, глубина 20,4—34,6 м) с характерным для них распределением терригенного материала.

Содержание алеврита в паадласких отложениях не увеличивается. В отличие от роотсикюласких отложений, максимальное содержание его (51%) отмечается опять-таки в районе Охесааре и связано с тонкослоистым мергелем. Преобладает первый тип распределения фракций.

Куресааре́ские отложения представлены довольно однородным чередованием глинистых известняков, известковых и глинистых мергелей со средним содержанием терригенного материала около 35%.

Вышележащие отложения даунтона характеризуются также как и лудловские, чередованием более мощных слоев чистого известняка, глинистого мергеля и известкового алевролита. Хотя общее содержание терригенного материала, кроме нескольких прослоев, незначительное и в среднем (особенно в охесаареских отложениях) даже уменьшается, все же для даунтонских отложений характерно высокое содержание песчано-алевритовой фракции. Особенно повышается количество алеврита в разрезе скв. Охесааре начиная с глубины 50 м и выше (до 52%). Максимальное содержание алеврита (80—90%) отмечено в известковых алевролитах в разрезе клифа Охесааре. Характерная слоистость, наблюдаемая здесь у многих прослоев мергеля, а также у известкового алевролита, обусловлена чередованием разнозернистого терригенного материала. В даунтоне в терригенном материале преобладают второй и третий типы распределения фракций.

Подытоживая изложенное, можно выделить некоторые характерные черты в накоплении терригенного материала в силуре Эстонии.

1. Распределение терригенного материала по площади явно зависит от конфигурации бассейна. Наиболее интенсивное его накопление происходило в более центральных районах бассейна.

2. Распределение терригенного материала во времени отражает тектоническую жизнь бассейна. В осадконакоплении отмечаются три крупных ритма и ряд мелких.

3. Гранулометрический состав терригенного материала определенно связан с литологией пород. Большее содержание более крупного материала (песчано-алевритовая фракция) не всегда указывает на максимальное накопление терригенного материала, а характеризует регрессивную часть ритма, например в райккюласком, роотсикюласком и охесаареском горизонтах, и связано частично с более прибрежными участками бассейна.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Характеристика минерального состава терригенного материала приведена по алевритовой и глинистой фракциям (0,01—0,1 и $<$0,002 мм). Выполнено 335 определений алевритовой фракции и 90 — глинистой. Кроме терригенных минералов кратко рассматриваются и аутигенные, играющие существенную роль при интерпретации условий осадкообразования.

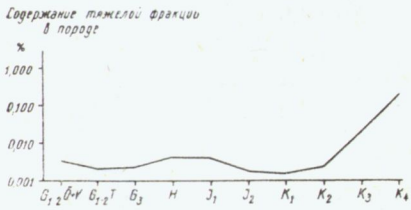
Минеральный состав терригенного материала силурийских отложе-

ний Эстонии довольно однообразен. Несомненно, такой вывод в некоторой степени обусловлен ограниченностью исследуемого участка бассейна, но по существу определяется рельефом и составом пород на окружающем континенте. Учитывая имеющиеся данные, следует предположить, что берега Палеобалтийского бассейна на севере и востоке были пологие и сложены карбонатными породами ордовика. Этим объясняется также отсутствие в песчаной фракции обломков изверженных и метаморфических пород и неустойчивых минералов тяжелой фракции.

При исследовании минералов терригенного материала следует учесть еще два обстоятельства. Во-первых, среда осадконакопления в большей части бассейна благоприятствовала образованию карбонатов, т. е. значение pH среды было повышенным — около 7—8. Особенно повысилось значение pH в зоне диагенеза, где оно в карбонатных осадках местами могло достигать 9 (Fairbridge, 1966). Следовательно, могли сохраниться только приспособленные к такой среде минералы. Во-вторых, в эпигенезе процессы перекристаллизации и доломитизации основной части пород привели к деформации, растворению и перекристаллизации терригенных минералов.

В алевритовой фракции терригенного материала всегда преобладают легкие минералы (больше 90%).* Встречаются кварц, полевые шпаты мусковит, хлорит; из аутигенных представлены халцедон, опал, глауконит, а также полевые шпаты, кварц, хлорит. Кроме отдельных минеральных зерен местами встречаются мелкие обломки кварцевого алевропелита.

Содержание тяжелых минералов в алевритовой фракции везде ниже 10%, а в пересчете на весь образец породы колеблется в пределах 0,002—0,3% (рис. 33). Как видно из графика средних содержаний, повышение содержания тяжелых минералов приходится на начало силура, конец лландовери и начало венлока, а также на конец силура. Среди тяжелых минералов встречаются циркон, гранат, турмалин, рутил, сфен, брукит, апатит, корунд, биотит, амфиболы, пироксены, ильменит, гематит. Из аутигенных минералов присутствуют пирит, гетит,



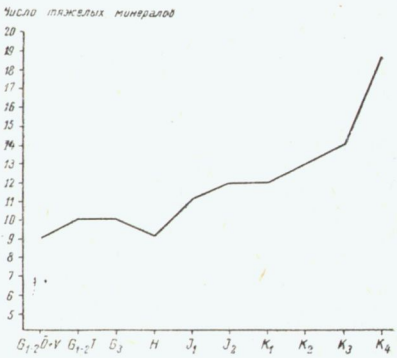




Рис. 33. Изменение среднего содержания тяжелой фракции, рассчитанного на вес всего образца породы.

Рис. 34. Изменение числа отдельных видов тяжелых минералов по горизонтам.

* Все цифровые данные о содержании минералов, приведенные в процентах, получены в результате количественного подсчета, а не взвешивания.

гидрогетит, гидрогематит, анатаз, лейкоксен. Количество видов тяжелых минералов в течение силура постоянно возрастало (рис. 34), особенно за счет менее устойчивых минералов, что, по всей вероятности, объясняется приближением берега и сокращением пути привноса.

Состав глинистых минералов, исключая метабентониты, однообразен. Преобладает гидрослюда, реже встречается железистый хлорит.

Несмотря на сравнительное однообразие минерального состава терригенного материала, и здесь наблюдаются некоторые закономерности в распределении отдельных минералов в пространстве и времени. Для прослеживания этих изменений были выбраны отдельные минералы, так как многие другие представлены ничтожными количествами или встречаются настолько редко и случайно, что не являются показательными.

Для характеристики состава легкой фракции использовался коэффициент мономинеральности, т. е. соотношение кварца и полевых шпатов (из которых по возможности исключены соответствующие аутигенные минералы). Содержание кварца в легкой фракции колеблется в широких пределах, чаще всего от 50 до 70%, а полевых шпатов — от 20 до 40%. Как видно из табл. 6, преобладающая часть лландоверийских отложений характеризуется сравнительно низким коэффициентом мономинеральности. Повышенные значения коэффициента отмечаются в низах и верхах лландовери, в юруских и адаверескихпородах, особенно в более западных районах (по данным скв. Охесааре и Пярну, коэффициент превышает 2). В низах венлока в районе Охесааре, где содержание кварца достигает 77—78%, он увеличивается до 4,9. В верхах венлока значение коэффициента уменьшается до 1,0—2,0. В лудлове

Таблица 6

**Средние коэффициенты мономинеральности отдельных горизонтов по данным 14 буровых скважин**

| Скважины | Горизонты | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ O+V | $G_{1-2}$ T | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
| Охесааре | 2,3 | | 2,0 | 2,4 | 4,9 | 1,8 | 1,9 | 2,0 | 2,5 | 2,4 | **2,6** |
| Кингисепп | — | — | — | — | **1,8** | 1,2 | 1,1 | 1,7 | 1,4 | **1,9** | — |
| Кипи | — | — | — | — | **2,4** | 1,5 | 1,5 | **1,0** | — | — | — |
| Мустъяла | — | — | — | — | 2,2 | **2,4** | — | — | — | — | — |
| Сакла | — | — | — | — | 1,9 | 2,0 | 1,6 | **2,7** | — | — | — |
| Орьяку | 1,0 | 0,7 | **0,8** | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Кирикукюла | 0,9 | 0,9 | 0,7 | 1,7 | **2,4** | — | — | — | — | — | — |
| Пярну | | | **0,6** | 2,9 | 1,4 | **1,1** | — | — | — | — | — |
| Икла | 1,6 | | 0,6 | 2,0 | 2,3 | | — | — | — | — | — |
| Нурме | 1,0 | 0,8 | 0,8 | 0,9 | **1,2** | — | — | — | — | — | — |
| Коловере | — | — | 1,2 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Эйамаа | 0,7 | 0,6 | **1,1** | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Сулуствере | 1,2 | 0,7 | 1,0 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Курси | 1,3 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Среднее по горизонтам | 1,2 | 0,7 | 0,9 | 1,9 | 2,2 | 1,6 | 1,5 | 1,8 | 2,0 | 2,2 | 2,6 |
| Количество анализов | 38 | | 50 | 35 | 54 | 46 | 35 | 35 | 8 | 24 | 6 |

Примечание. Цифры, набранные полужирным шрифтом, указывают на неполную мощность горизонта.

этот коэффициент увеличивается и достигает максимального значения в даунтоне — 2,6.

Изменения значений коэффициента мономинеральности до сих пор интерпретировались как изменения в зрелости принесенного терригенного материала (Акульшина и др., 1963).* Однако при такой интерпретации следует учитывать три обстоятельства. Во-первых, как уже отмечалось выше, источником терригенного материала могли служить в данном случае, вероятнее всего, только осадочные, а не изверженные породы. Во-вторых, временами, вероятно, происходило довольно интенсивное образование аутигенных полевых шпатов, а также кварца. В-третьих, надо иметь в виду размерность изучаемого терригенного материала, т. е. исследованию подвергается алевритовая фракция, содержание полевых шпатов в которой вследствие процессов разрушения и измельчения может показаться повышенным по сравнению с песчаной фракцией. Решать вопрос о зрелости терригенного материала можно лишь после всестороннего анализа всех этих обстоятельств.

В нижеследующем приводится характеристика минералов легкой фракции.

Кварц в большинстве случаев бесцветный, прозрачный. Под скрещенными николями у многих зерен установлены облачное погасание и системы мелких трещин, указывающие на давление налегающих слоев. Форма зерен кварца беспорядочная с разной степенью окатанности. В отложениях райккюлаского и роотсикюлаского времен встречаются бипирамидальные зерна. Следы разъедания обнаружены у кварцевых зерен адавереских, яагарахуских и роотсикюласких отложений (в последних вместе со сростками аутигенного кварца). Включениями в кварце могут быть пузырьки газа и жидкостей, иголки рутила (в паадласких отложениях) и кристаллики циркона. Как кварц, так и полевые шпаты довольно часто хлоритизированы. Независимо от возраста процесс этот связан с более глинистыми отложениями.

В видовом составе полевых шпатов преобладают калиевые полевые шпаты, санидин и ортоклаз. При лучшей сохранности материа-

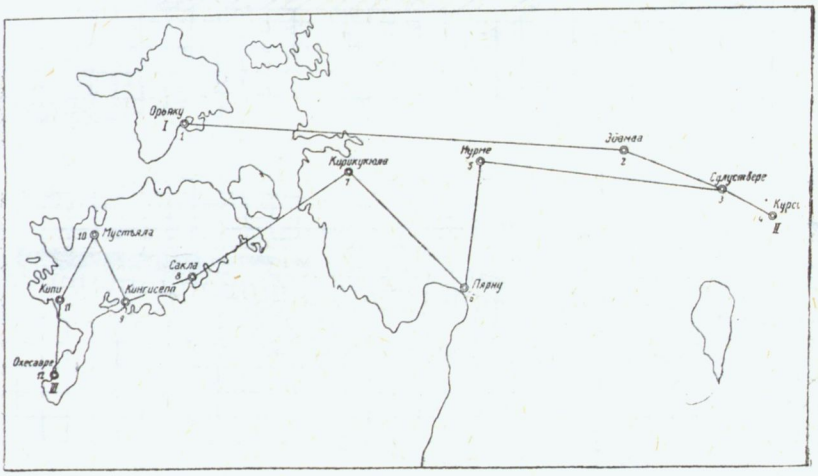



Рис. 35. Схема расположения разрезов, приведенных на рис. 36.

* Акульшина, Е. П. и др. Осадочные серии ордовика и силура Эстонии. Новосибирск, 1963. Фонды ИГ и ГФ СО АН СССР.

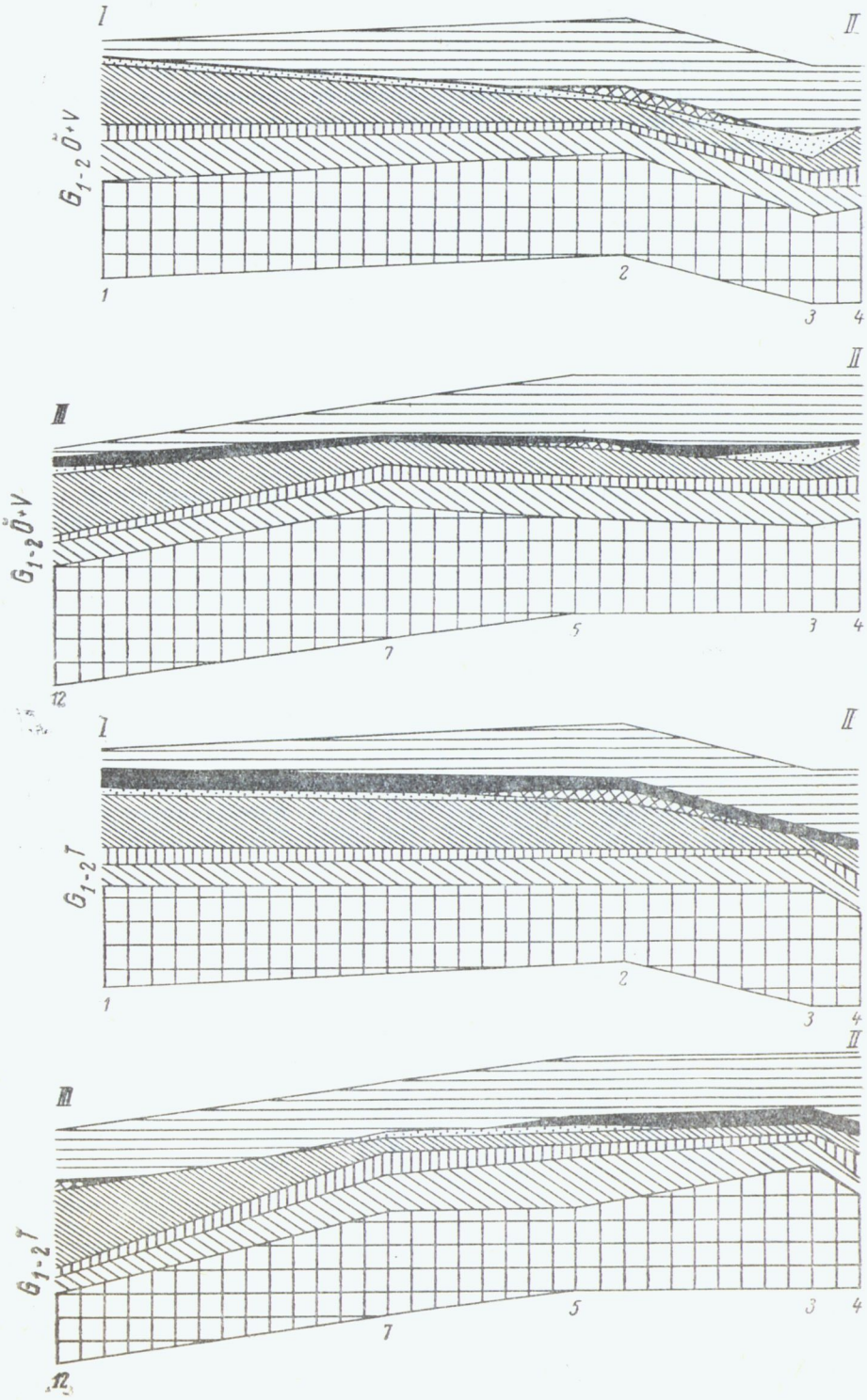



Рис. 36. Минеральный состав тяжелой фракции терригенного материала по отдельным горизонтам (в процентах).

*1* — циркон; *2* — гранат; *3* — турмалин; *4* — рутил (брукит); *5* — биотит; *6* — корунд; *7* — амфиболы и пироксены; *8* — остальные тяжелые минералы, *9а* — скв. Кингисепп, пробуренная УГ ЭССР.

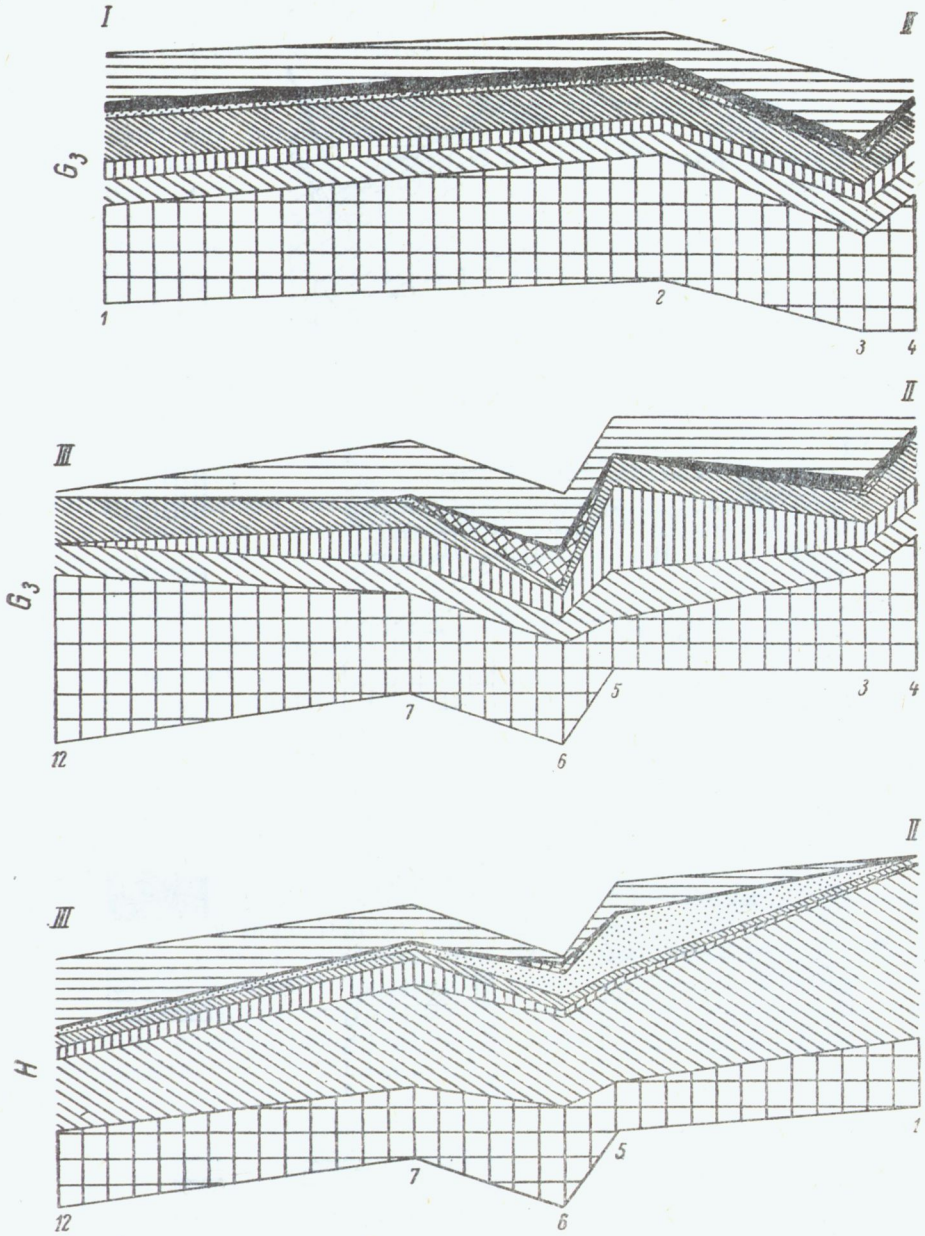



Рис. 36 (продолжение).

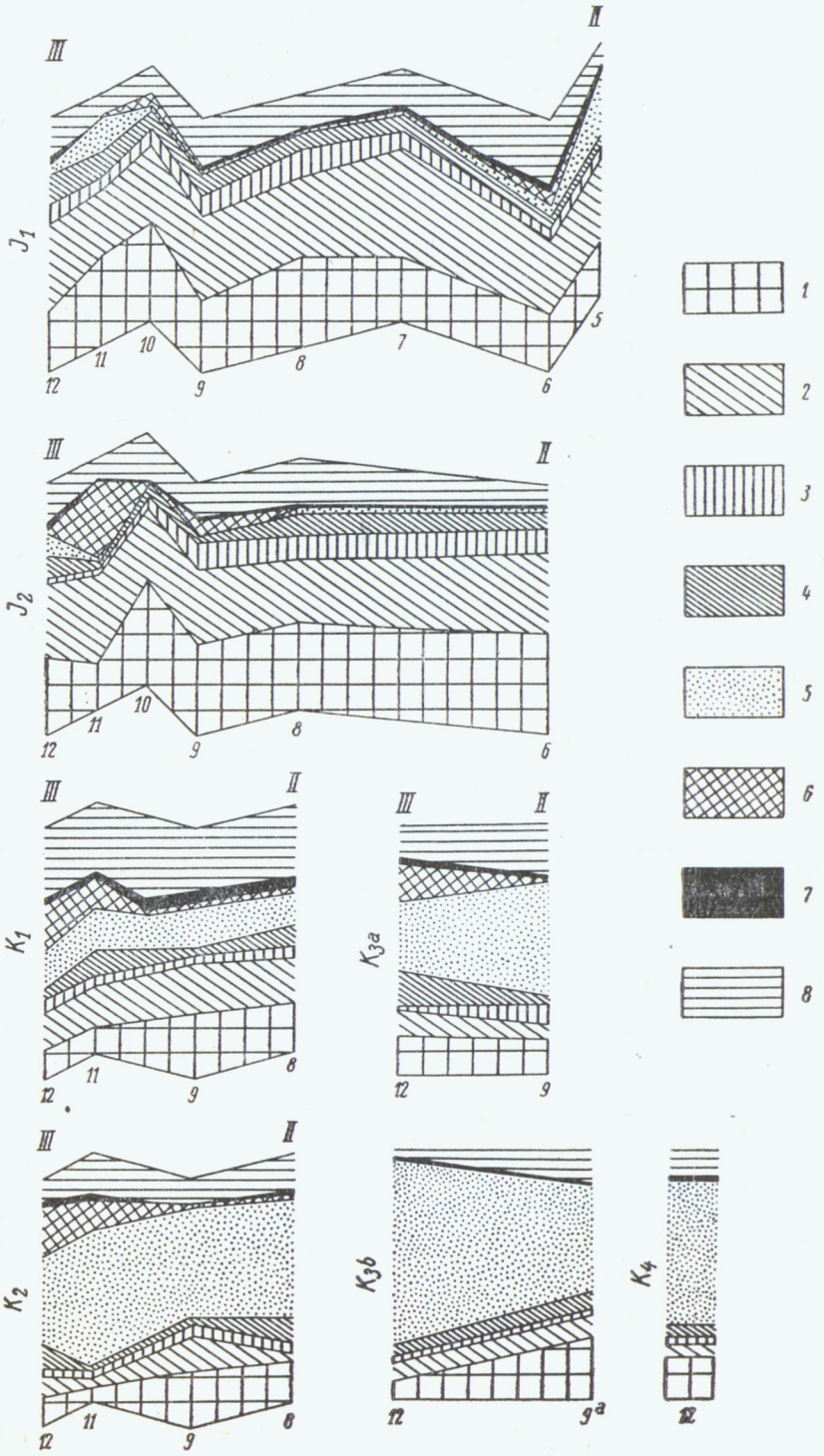



Рис. 36 (продолжение).

ла встречаются плагиоклазы и микроклин (до 5% всех полевых шпатов). Форма зерен таблитчатая (ромбоэдры по спайности), с разной степенью окатанности. Встречаются следы растворения. Особенно много обнаружено их в паадласких отложениях. Многие зерна полевых шпатов покрыты регенерационными каемками.

Мусковит найден почти во всех проанализированных образцах терригенного материала (отсутствует в 14% анализов). Нет его главным образом в отложениях яаниского и яагарахуского времен, особенно в районе Охесааре. Обычное его содержание 1—2%.

Из минералов тяжелой фракции более детально были исследованы циркон, гранат, турмалин, рутил (вместе с брукитом), биотит, корунд, амфиболы и пироксены (рис. 35 и 36), образующие основную ассоциацию в терригенном материале силура Эстонии.

Из тяжелых минералов наиболее широко распространен циркон. Максимальное содержание его отмечается в райккюласких отложениях в окрестностях Охесааре (скв. Охесааре, глубина 386,6 м) — 67,5% от тяжелой фракции* и Эйамаа (скв. Эйамаа, глубина 8,9 м) — 62,0%. В конце лландовери значение циркона резко падает, оставаясь ниже 30%, в венлоке, в яагарахуском горизонте в окрестностях Мустъяла повышается до 43%, а в лудлове и даунтоне постепенно уменьшается до 7%.

Зерна циркона в основном хорошо окатаны; в яагарахуских и роотсикюласких отложениях встречаются следы растворения. Найденные зерна во всех случаях имели внутреннее зонарное строение. В большинстве случаев циркон бесцветный, прозрачный, реже буроватый. Иногда встречаются двойники прирастания по плоскости призмы.

Сравнительно широко распространен гранат (рис. 36 и 37), но в большинстве горизонтов по количеству он уступает циркону и преобладает только в адавереских, яаниских и яагарахуских отложениях. Среднее содержание граната в этих трех горизонтах 30—40 и максимальное около 70% (скв. Курси, адавереские отложения). Небольшое увеличение содержания граната отмечается еще в верхах венлока и низах лудлова в окрестностях Кингисеппа (около 30%).

По цвету можно выделить три разновидности граната. Желтая разновидность (пироп?) найдена в райккюласких, яаниских, яагарахуских и паадласких отложениях. Наибольшее распространение имеет бесцветный гранат (гроссуляр?). Изредка встречается коричневатая разновидность.

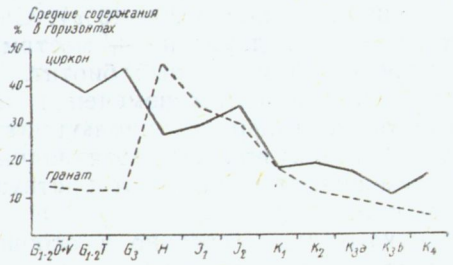



Рис. 37. Изменение среднего содержания циркона и граната по отдельным горизонтам.

* Все приведенные ниже процентные содержания высчитаны исходя из тяжелой фракции.

Зерна граната с характерными ступенчатыми формами растворения отмечались в райккюласких, роотсикюласких и паадласких отложениях. В роотсикюласких отложениях они ассоциируют с растворенными зернами циркона. Это свидетельствует о неблагоприятных для их сохранности условиях среды.

Турмалин менее распространен, чем циркон и гранат. Среднее его количество 2—8% (рис. 36). Максимальное содержание турмалина — до 34%, отмеченное в райккюласких отложениях в районе Нурме-Кирикукюла (скв. Нурме, глубина 52,1—52,2 м), носит явно случайный характер. Значительное содержание его, около 10—15%, установлено также в венлоке.

Встречается турмалин характерной призматической формы, обычно без головок. Цвет его зеленоватый с плеохроизмом в зеленых и коричневатых тонах. Синий турмалин (шорлит) найден в каугатумаских отложениях. Бесцветный турмалин обнаружен в некоторых образцах яниского горизонта.

Минералы рутил и брукит (на рис. 36 их содержание высчитано вместе) распространены больше в лландоверийских отложениях. Максимальное содержание (28—38%) отмечено в юруских отложениях в районе Охесааре (скв. Охесааре, глубина 417,9 м — 37,7%). Соотношение рутила и брукита обычно 3 : 1. Для всех титанистых минералов силура характерно увеличение содержания в западном направлении. Зерна рутила игольчатые, желтоватого цвета. Встречаются мелкие сростки, а также коленчатые двойники. Ввиду небольшого размера зерен (0,02—0,03 м) морфологические и оптические свойства рутила трудно поддаются исследованию. Брукит встречается в виде пирамидальных и призматических зерен бурого цвета. По сравнению с рутилом зерна брукита более крупные (0,03—0,05 мм). Характерны высокий рельеф и сильная дисперсия оптических осей.

Содержание биотита колеблется в очень широких пределах. В лландоверийских и в большей части венлокских отложений оно редко превышает 10%. Как видно из рис. 36 и 38, более значительные количества его отмечены в северных и восточных районах. В адавереское время содержание биотита впервые доходит до 24% (скв. Нурме, глубина 31,0—31,1 м). В яниское время биотит скопляется больше на западе, в районе Кипи, а также в Нурме. Начиная с отложений роотсикюлаского времени, содержание биотита уже не падает ниже 10%. В лудлове максимальное содержание отмечено в верхних слоях паадлаского горизонта (60—70%). В курессаареских отложениях количество биотита немного уменьшается (около 30—40%). Самое высокое содержание его в силуре отмечено в даунтоне — местами до 90%.

Встречается коричневатый и зеленый биотит. Возможно, что последний частично является продуктом изменения первого, так как на поверхности зеленого биотита нередко наблюдаются мелкие кристаллики пирита, образовавшиеся при выщелачивании железа. Чешуйки биотита округлены, чем они отличаются от биотита в метабентонитах. Плеохроизм выражен слабо.

Распространение корунда связано в основном с венлокскими отложениями. В лландовери повышенное содержание корунда отмечено только в юруском горизонте у Эйамаа (6—7%) и в райккюласком у Пярну (13%) и Курси (5,6%). Обычно оно не превышает 2%. Начиная с яниского горизонта количество корунда увеличивается, особенно в районе Тори и Пярну. Максимальное содержание его (23,8%) отмечается в скв. Пярну, на глубине 62,4—63,0 м. На западе корунд появляется в обилии в верхней части яагурахуского горизонта, где его

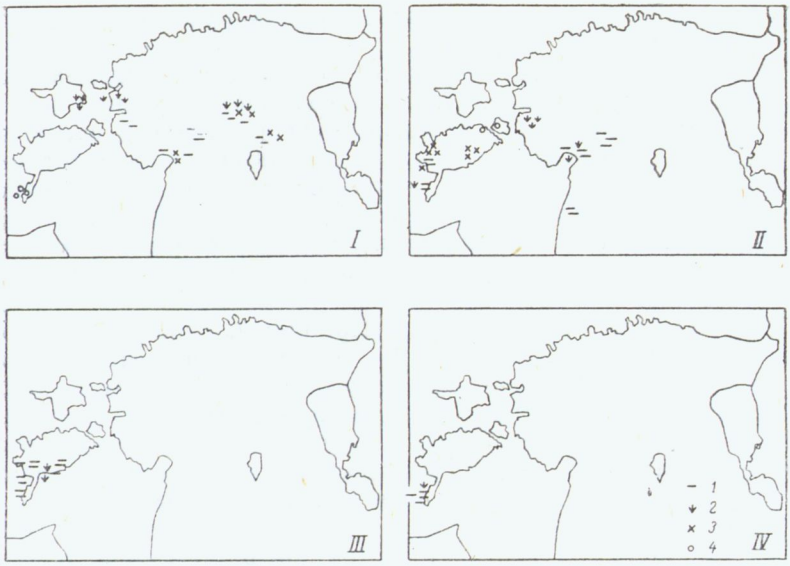



Рис. 38. Распространение биотита (*1*), амфиболов и пироксенов (*2*), корунда (*3*) и обломков кварцевого алевропелита (*4*) в отдельных ярусах.
I — лландовери; II — венлок; III — лудлов; IV — даунтон.

содержание в некоторых слоях достигало 90%, например в скв. Кипи на глубине 59,4—66,3 м. Особенно широко распространяется корунд в роотсикюласких и частично в паадласких отложениях (в среднем в пределах 12—42%). Максимальное содержание его — 97% отмечено в роотсикюласких отложениях у Охесааре (скв. Охесааре, глубина 126,2—126,3 м). В верхней части лудлова и в даунтоне роль корунда уменьшается.

Зерна корунда сравнительно крупные, обычно диаметром 0,05—0,10 мм. Форма зерен угловатая. Преобладающая часть их бесцветная, прозрачная. В пробах с большим содержанием корунда найдены и зерна синего цвета.

Амфиболы и пироксены встречаются в силурийских отложениях ограниченно в смысле как процентного содержания, так и числа отдельных видов минералов. Среднее содержание их по горизонтам редко превышает 6%. Более заметные скопления отмечены в низах лландовери в районе Орьяку, Эйамаа и Охесааре. В остальных силурийских отложениях колебания в содержании амфиболов и пироксенов минимальные. Из амфиболов наиболее распространены роговые обманки; из пироксенов чаще встречается авгит и реже — энстатит, гиперстен и диопсид. Последний найден главным образом в даунтоне.

Глинистые минералы. Для определения глинистых минералов были проведены рентгеновские и иммерсионно-оптические анализы. Как уже отмечалось, состав глинистых минералов в течение силура мало изменился. Преобладает гидрослюда с показателями преломления (определены в агрегатах) $Ng' = 1{,}581—1{,}590$, $Np' = 1{,}562—1{,}577$. По данным дифрактограмм (анализы выполнены в лаборатории минералогического кабинета Тартуского государственного университета под руководством К. Утсала), содержание гидрослюд колеблется от 70 до 100%. Характерны рефлексы при 10,0 Å, 5,0 Å и 3,33 Å. Положение рефлексов после нагревания, а также после обработки органическими

реагентами не изменяется, что указывает на присутствие диоктаэдрических гидрослюд.

Содержание хлорита колеблется обычно в пределах 10—20%. Дифрактометрическое исследование показывает рефлексы при 14,2 Å, 7,08 Å, 4,74 Å и 3,54 Å. После нагревания в течение 2 часов при температуре 500°С интенсивность отражения (001) увеличивается и перемещается в 13,81 Å. Судя по интенсивности базальных отражений, присутствует железистый хлорит (по данным К. Утсала).

Следует отметить, что, кроме названных глинистых минералов в глинистой фракции встречается и небольшая примесь кварца, а также полевых шпатов.

Аутигенные минералы. Проблемы, связанные с образованием аутигенных минералов в силуре, частично рассматриваются в разделе, посвященном вторичным изменениям пород. Здесь дана лишь краткая характеристика их распределения и свойств, поскольку они связаны с алевритовой фракцией терригенного материала. Более важное значение из аутигенных минералов кроме карбонатов имеют глауконит, пирит, халцедон, кварц и полевые шпаты.

Содержание глауконита в силурийских отложениях небольшое. Так как часть глауконита теряется при растворении, то его содержание составляет около 2% и несколько выше (3—4%) только в яаниских отложениях. Глауконит, по-видимому, не всегда аутигенный. Встречающиеся иногда хорошо окатанные зерна указывают на принос их во время осадконакопления.

Содержание пирита колеблется большей частью в пределах 5—10%. Как показали сравнительные минералогические и химические анализы, пирит при растворении карбонатных пород теряется лишь в незначительных количествах. Больше пирита было обнаружено в юруских, роотсикюласких и паадласких отложениях — до 40%. Скопления его связаны либо со следами жизнедеятельности (ходы илоедов, остатки организмов), либо с поверхностями перерыва и галек межформационных конгломератов. Размеры кристаллов пирита зависят в первую очередь от состава и размерности зерен вмещающего осадка и колеблются от 0,02 до 5 мм (Юргенсон, 1960). Форма кристаллов кубическая и октаэдрическая. Чаще всего встречаются мелкие агрегаты.

Халцедон встречается как в виде единичных зерен, так и в составе конкреций и окремнелых остатков фауны (см. стр. 99). В виде самостоятельных зерен он широко распространен в яаниских отложениях (около 5%). Форма зерен часто шариковидная, что указывает на образование его сначала в виде опала. Внутреннее строение таких шариков часто радиально-лучистое. В конкрециях халцедон лучше выкристаллизован и переходит во многих случаях в аутигенный кварц.

Аутигенный кварц обнаружен главным образом в райккюласких отложениях, как внутри конкреций (Юргенсон, 1958), так и в виде отдельных кристаллов (Möls, 1940). Последние бипирамидальные, бесцветные, без особых включений. От терригенного кварца они отличаются хорошей сохранностью (острые грани кристаллов, неизношенная поверхность зерен).

Аутигенные полевые шпаты встречаются главным образом в райккюласких, яагарахуских, роотсикюласких и охесаареских отложениях, где их содержание может достигать 10%. Они отличаются от терригенных полевых шпатов идиоморфной формой зерен и прозрачностью. Размеры таблитчатых зерен меньше 0,02 мм. Определить видовой состав аутигенных полевых шпатов пока не удалось из-за небольшого количества материала.

Исследование распределения как терригенных, так и аутигенных минералов по отдельным типам карбонатных пород указывает на существование небольших различий (табл. 7). Литофациальные границы карбонатных пород редко совпадают с границами распределения отдельных терригенных минералов. Объясняется это, с одной стороны, малой еще детальностью исследования терригенных минералов и, с другой — слабой изменчивостью состава самого терригенного материала в области карбонатного осадконакопления. Различия в минеральном составе отдельных типов пород состоят главным образом в преобладании одного или другого минерала. В этом смысле выделяются такие особые типы пород, как граптолитовые аргиллиты (из тяжелых минералов преобладает гранат), а также эвриптеровые доломиты, глины и мергели (присутствует глауконит).

Особый минеральный состав имеют метабентониты. Из минералов легкой фракции в них часто преобладают полевые шпаты, встречается гипс. Минералы тяжелой фракции представлены в основном биотитом, цирконом и турмалином. Из глинистых минералов преобладают либо смешаннослойные гидрослюды вместе с монтмориллонитом, либо каолинит. Всегда присутствует аутигенный халцедон, причем предполагается, что и часть циркона может быть и аутигенной.

Подытоживая изложенные данные о минеральном составе терригенного материала силурийских отложений, можно сделать некоторые, хотя и предварительные, выводы.

1. Алевритовая фракция терригенного материала силурийских отложений Эстонии представлена следующей минеральной ассоциацией: кварц, полевые шпаты, циркон, гранат, корунд, турмалин, титанистые минералы, биотит, амфиболы, пироксены. Преобладают устойчивые минералы.

2. Ритмичный характер накопления проявляется также в распределении отдельных минералов в вертикальном разрезе. Соответственно этому можно выделить четыре группы минералов. Первую группу составляют минералы, содержание которых изменяется более или менее закономерно в определенном направлении в течение всего силура. Сюда входят биотит и некоторые из амфиболов и пироксенов, содержание которых с небольшими колебаниями постоянно увеличивается от более древних к более молодым отложениям.

Во вторую группу входят минералы, в вертикальном распределении которых в силуре наблюдается несколько крупных колебаний. Из таких минералов можно назвать кварц, полевые шпаты, циркон. В начале силура в юуруских отложениях отмечается максимальное содержание циркона и кварца. Следующий максимум кварца наблюдается в более мелководных районах (Эйамаа, Сулуствере) в райккюласких отложениях, а в более глубоководных районах — в яаниских. В райккюласких отложениях повсюду установлен второй максимум содержания циркона (рис. 37). Третий максимум содержания циркона приходится также на регрессивную фазу и наблюдается в яагарахуских отложениях. Третий максимум содержания кварца и четвертый циркона приурочены к верхам паадлаского (Кингисепп) или к курессаарескому горизонту (Охесааре). Последнее повышение циркона отмечается в охесаареском горизонте, где оно становится заметным, если исключить содержание биотита.

Содержание полевых шпатов изменяется в направлении, противоположном изменениям кварца.

Третью группу образуют минералы, максимальное содержание которых связано только с отложениями одного или двух горизонтов. Это гранат, корунд, турмалин и глауконит. Максимальное содержание гра-

Таблица 7

**Распределение минералов по отдельным типам пород силура**

| Тип породы | Содержание нерастворимого остатка, % | Содержание глинистой фракции, % | Глинистые минералы | Минеральный состав песчано-алевритовой фракции | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | Минералы легкой фракции | Минералы тяжелой фракции | Аутигенные минералы |
| Известковые алевролиты | 60—68 | 15 | Гидрослюда, хлорит | Кварц, полевые шпаты, мусковит | Циркон, турмалин, рутил, гранат, биотит, сфен | Халцедон, пирит |
| Глины | 75 | 65 | Гидрослюда, Fe-хлорит | То же | Циркон, турмалин, рутил, гранат, эпидот, титанит, биотит | Глауконит, пирит |
| Граптолитовые аргиллиты | 75—86 | 63—75 | То же | „ „ | Циркон, турмалин, рутил, гранат, амфиболы, пироксены | Халцедон, глауконит, пирит |
| Метабентониты | 90 | 50—80 | Смешанослоистые (гидрослюда + монтмориллонит), гидрослюда, каолинит | Кварц, полевые шпаты, гипс, мусковит | Циркон, рутил, корунд, гранат, турмалин, сфен, биотит | Халцедон, пирит |
| Конгломератовые известняки | 15 | 50—90 | Гидрослюда, Fe-хлорит | Кварц, полевые шпаты, мусковит, глауконит | Циркон, рутил, турмалин, гранат, сфен, корунд, биотит, амфиболы, пироксены | Халцедон, пирит |
| Псаммитово-сгустковые известняки | 20 | 50—95 | То же | Кварц, полевые шпаты, мусковит, глауконит, кварцит | Циркон, рутил, турмалин, гранат, сфен, корунд, биотит, амфиболы, пироксены | Халцедон, пирит |
| Оолитовые известняки | 10 | 80 | Гидрослюда | Кварц, полевые шпаты, мусковит | Циркон, рутил, турмалин, гранат, амфиболы, пироксены | Пирит, гётит |
| Детритовые известняки | 5—25 | 40—80 | Гидрослюда, Fe-хлорит | То же | Циркон, рутил, турмалин, гранат, титанит, корунд, биотит, амфиболы, пироксены, апатит | Халцедон, пирит, полевые шпаты |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Детритовые известняки | 10 | 60—90 | Гидрослюда, Fe-хлорит | Кварц, полевые шпаты, мусковит, кварцит | Циркон, рутил, турмалин, гранат, эпидот, сфен, корунд, биотит | Пирит |
| Биогермовые известняки | 10 | 80—90 | То же | Кварц, полевые шпаты, мусковит | Циркон, гранат, рутил | Пирит |
| Тафоценозные известняки | 5—25 | 50—90 | „ „ | То же | Циркон, рутил, турмалин, гранат, эпидот, сфен, ставролит, биотит | Халцедон, пирит |
| Мергели | 25—75 | 40—72 | „ „ | „ „ | Циркон, рутил, турмалин, гранат, сфен, корунд, амфиболы, пироксены | Халцедон, пирит, глауконит |
| Первичные доломиты (Оргита) | 8—15 | 80—90 | Гидрослюда | Кварц, полевые шпаты, мусковит, хлорит | Циркон, турмалин, рутил, гранат, анатаз | Полевые шпаты, глауконит, пирит |
| Скрытокристаллические известняки | 5—10 | 80—90 | Гидрослюда, Fe-хлорит | Кварц, полевые шпаты, халцедон, мусковит | Циркон, турмалин, рутил, гранат, корунд, сфен | Халцедон, опал, полевые шпаты, пирит |
| Эвриптеровые доломиты | 10—15 | 65—90 | Гидрослюда | Кварц, полевые шпаты, мусковит, хлорит | Циркон, турмалин, гранат, рутил, эпидот, амфиболы, пироксены, сфен | Пирит, глауконит (?) |
| Детритистые известняки | 10—25 | 70—95 | Гидрослюда, Fe-хлорит | Кварц, полевые шпаты, мусковит, халцедон, хлорит | Циркон, турмалин, гранат, рутил, сфен | Пирит, халцедон, опал |
| Шламовые известняки | 10—25 | 70—95 | То же | Кварц, полевые шпаты, мусковит | Циркон, турмалин, гранат, сфен, биотит | Пирит, халцедон, опал, глауконит |

Примечание. В разрядку даны преобладающие минералы.

ната отмечается повсеместно в адавереских отложениях (см. рис. 37), причем увеличение его происходит внезапно, а уменьшение — постепенно. Корунд имеет свой максимум в верхах яагарахуских (Кипи) или роотсикюласких (Охесааре, Кингисепп, Сакла) отложений. Максимум турмалина приурочен к райккюласким, а глауконита — к яаниским отложениям.

В четвертую группу входят все остальные минералы, в вертикальном распределении которых закономерных изменений пока не обнаружено.

Благодаря закономерности изменений в распределении отдельных минералов по времени, в дальнейшем можно в известных случаях дополнительно использовать этот показатель при литостратиграфических интерпретациях, особенно если принять во внимание и явления типоморфизма у отдельных минералов.

3. Распространение терригенных минералов в пространстве во многих случаях носит также закономерный характер и зависит от конфигурации бассейна. Например, биотит, амфиболы и пироксены встречаются почти всегда в районах, наиболее близких к берегу (рис. 38): в лландовери — на севере, в венлоке — на востоке и на западе, а в лудлове и даунтоне — в основной части распространения отложений. Корунд появляется в небольшом количестве в лландовери на северо-востоке, но основной его ареал находится как в венлоке, так и в лудлове на западе.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Химические анализы терригенного материала проведены в данной работе в двух частях: пробы для анализа макрокомпонентов взяты из фракции диаметром $<2$ μ и для анализа микрокомпонентов — из всего терригенного материала.* Фракция $<2$ μ была выбрана с учетом результатов предварительного исследования, которые показали ее большую изменчивость в зависимости от условий осадконакопления. Изучение микрокомпонентов терригенного материала карбонатных пород находится еще в начальной стадии, а методика исследований нуждается в доработке.

Для характеристики макрокомпонентного состава терригенного материала силурийских отложений Эстонии были выбраны два разреза: мергелисто-глинистой фации — разрез скв. Охесааре (30 анализов) и карбонатной фации — разрез скв. Нурме (12 анализов). Средние данные по горизонтам приведены в табл. 8. На первый взгляд результаты анализов показывают довольно однообразный состав, особенно окисей более устойчивых элементов, таких, как $SiO_2$ и $Al_2O_3$. Их соотношения колеблются в пределах 2,1—2,6. Содержание глинозема подтверждает присутствие гидрослюд. Более лабильны окиси щелочей и железа. Обращает на себя внимание высокое содержание $K_2O$ — 5,8—8,4%, что объясняется присутствием гидрослюд во фракции $<2$ μ.

Из окисей железа в большинстве случаев преобладает $Fe_2O_3$ и лишь в райккюласких, адавереских и яаниских отложениях — FeO. Соотношение $Fe_2O_3$ и FeO почти непрерывно увеличивается от более древних к более молодым отложениям (исключение составляет юруруский горизонт). Объяснить такую тенденцию пока трудно, так как на форму железа влияют многие факторы, как седиментационные, так и постседиментационные.

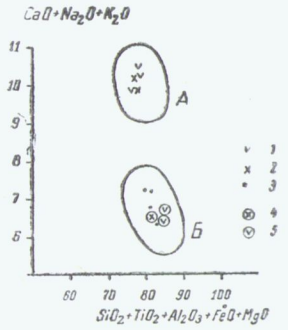
---

* Химические анализы макрокомпонентов выполнены в химической лаборатории ИГ АН ЭССР ст. инженером Л. Сяга, а количественные — в спектральной лаборатории того же института ст. инженером Э. Пальтсером.

Таблица 8

**Средний химический состав фракции <2μ терригенного материала по отдельным горизонтам разрезов скважин Охесааре и Нурме**

| Стратиграфический индекс | $SiO_2$ | $Al_2O_3+TiO_2$ | $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ | $Fe_2O_3$ | FeO | CaO | MgO | $K_2O$ | $Na_2O$ | $\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$ | П. п. п. | $H_2O^-$ | $H_2O^+$ | $SO_2$ | $CO_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | | | | Охесааре | | | | | | | | |
| $K_4$ | 52,5 | 23,3 | 2,3 | 4,1 | 1,7 | 0,3 | 3,5 | 5,8 | 0,7 | 33,2 | 9,6 | 0,2 | — | — | 2,2 |
| $K_3b$ | 49,0 | 21,5 | 2,4 | 4,7 | 0,8 | 0,7 | 3,8 | 6,4 | 0,1 | 215,0 | 11,6 | 2,4 | — | — | 0,8 |
| $K_3a$ | 52,1 | 22,4 | 2,3 | 2,8 | 2,0 | 0,8 | 4,9 | 5,8 | 0,2 | 112,0 | 9,8 | 1,9 | — | — | 1,7 |
| $K_2$ | 51,4 | 23,5 | 2,2 | 3,3 | 2,2 | 0,6 | 3,8 | 6,1 | 0,1 | 225,0 | 8,9 | 3,9 | — | — | — |
| $K_1$ | 49,7 | 24,2 | 2,1 | 3,2 | 1,9 | 1,7 | 3,3 | 6,3 | 1,4 | 17,2 | 8,4 | 0,1 | 3,7 | 0,07 | 4,9 |
| $J_2$ | 51,1 | 22,1 | 2,3 | 3,2 | 2,5 | 1,5 | 1,3 | 7,4 | 1,0 | 22,1 | 9,1 | 0,2 | 6,7 | 0,1 | 1,8 |
| $J_1$ | 51,4 | 22,1 | 2,3 | 2,3 | 2,4 | 1,2 | 1,0 | 8,2 | 0,8 | 27,7 | 10,4 | 0,2 | 10,0 | 0,1 | 0,2 |
| H | 52,6 | 20,9 | 2,5 | 1,3 | 2,7 | 1,2 | 1,2 | 8,4 | 0,8 | 17,4 | 10,7 | 0,1 | 10,4 | 0,1 | 0,1 |
| $G_3$ | 53,6 | 20,4 | 2,6 | 1,6 | 2,7 | 1,5 | 1,2 | 7,9 | 0,8 | 25,5 | 10,1 | 0,1 | 10,0 | 0,1 | 0,2 |
| $G_{1-2}$ | 50,5 | 22,3 | 2,2 | 3,0 | 2,8 | 1,1 | 0,3 | 8,1 | 0,7 | 31,8 | 7,3 | 0,3 | 6,8 | 2,0 | 0,2 |
| | | | | | | | Нурме | | | | | | | | |
| $J_1$ | 52,4 | 23,4 | 2,2 | 2,5 | 2,6 | 0,5 | 3,1 | 5,8 | 0,2 | 117,0 | 8,3 | 1,4 | — | — | — |
| H | 52,9 | 23,6 | 2,2 | 2,2 | 3,0 | 0,3 | 4,5 | 5,9 | 0,2 | 118,0 | 8,2 | 1,3 | — | — | — |
| $G_3$ | 53,2 | 23,1 | 2,3 | 2,1 | 2,9 | 0,5 | 4,0 | 5,7 | 0,2 | 116,0 | 7,6 | 1,3 | — | — | — |
| $G_{1-2}$ | 56,3 | 22,0 | 2,5 | 2,2 | 1,8 | 0,7 | 4,4 | 5,9 | 0,1 | 220,0 | 7,3 | 1,3 | — | — | — |



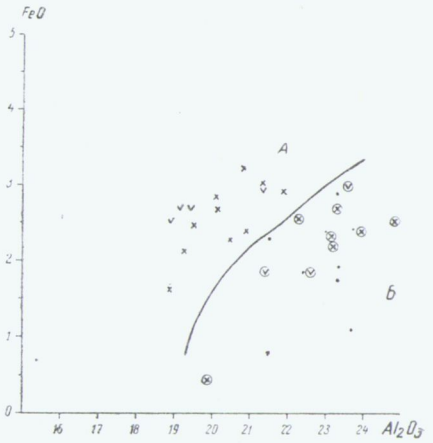




Рис. 39. Изменение соотношения подвижных и устойчивых элементов в тонкоглинистом материале.

*1* — средние по горизонтам лландовери в скв. Охесааре; *2* — то же по горизонтам венлока; *3* — то же по горизонтам лудлова и даунтона; *4* — средние соотношения по горизонтам венлока в скв. Нурме; *5* — то же по горизонтам лландовери. *А* — глубоководная, *Б* — мелководная часть бассейна осадконакопления.

Рис. 40. Изменение соотношения $FeO : Al_2O_3$ в тонкоглинистом материале.

Условные обозначения см. рис. 39.

Для выяснения соотношения и распределения в терригенном материале устойчивых и подвижных элементов были построены две диаграммы (рис. 39 и 40), образцом для которых послужили диаграммы, составленные Т. Фогтом (Vogt, 1927). Использовались данные анализов отложений из разрезов Охесааре и Нурме, первый из которых представляет в основном сравнительно глубоководную, а второй — мелководную часть бассейна. На первой диаграмме на ординате приведены средние суммарные содержания окисей более подвижных элементов ($CaO + Na_2O + K_2O$) и на абсциссе — то же для сравнительно устойчивых неподвижных элементов. На второй диаграмме приведены данные отдельных анализов: на ординате — FeO, как более подвижного компонента, и на абсциссе — $Al_2O_3$. Как видно из диаграмм, данные анализов распределяются по двум полям: на поле *А* концентрируются данные анализов отложений лландовери и венлока из разреза Охесааре и на поле *Б* — отложений лудлова и даунтона из разреза Охесааре и лландовери и венлока из Нурме. Из этого следует, что распределение элементов в бассейне подчиняется ясной закономерности: более подвижные элементы достигают бóльших глубин, а менее подвижные остаются в прибрежных частях бассейна.

Из микроэлементов в терригенном материале силурийских отложений Эстонии установлены Ba, Cr, Co, Cu, Zr, Ti, V, Mo, Ni, Ga, Pb, Mn. Определение молибдена не дало достоверных результатов. Всего было сделано 215 определений. В табл. 9 приведены средние и максимальные содержания по всем горизонтам (анализировались разрезы Охесааре, Кипи, Сакла, Орьяку, Кирикукюла, Нурме, Эйамаа, Сулуствере, Пярну, Икла). Из сравнения полученных данных со средними кларками по глинам и сланцам (Виноградов, 1962) видно, что средние содержания изученных отложений редко превышают кларковые, за исключением лишь свинца, но бросается в глаза, что максимальные содержания многих элементов отмечаются в райккюласком,

Среднее и максимальное содержание микроэлементов по горизонтам
(в тысячных долях процента)

Таблица 9

| Микроэлементы | Средние кларки | $G_{1-2}$ V+Ō | $G_{1-2}T$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | Число определений | | | | | | | | | | |
| | | 42 | 12 | 24 | 58 | 33 | 10 | 8 | 21 | 3 | 3 | 2 |
| Ba | 80 | 5 / 18 | 10 / 79 | 18 / 360 | 8 / 19 | 12 / 28 | 17 / 17 | 5 / 6 | 6 / 17 | — / — | — / — | 6 / 8 |
| Cr | 10 | 6 / 21 | 14 / 27 | 11 / 110 | 8 / 20 | 8 / 23 | 7 / 12 | 4 / 5 | 4 / 10 | 3 / 6 | 3 / 3 | 8 / 10 |
| Co | 2 | 1 / 2,4 | 1 / 1,5 | 1,2 / 5,9 | 1 / 3,5 | 1,1 / 2,5 | 1,1 / 1,1 | 1,6 / 1,6 | 1,4 / 5,6 | — / — | — / — | 1,3 / 1,3 |
| Cu | 5,7 | 1,1 / 6,2 | 2,7 / 10,0 | 11,5 / 49,0 | 2,2 / 15,5 | 3,8 / 6,6 | 5,5 / 8,0 | 57,5 / 66,0 | 15,6 / 50 | ~100 / >100 | >100 / >100 | 50,5 / 72 |
| Zr | 20 | 7 / 69 | 32,8 / 140 | 16,8 / 60 | 6 / 17 | 11,2 / 44 | 3,8 / 7 | 8,8 / 17 | 19,9 / 180 | 5 / 4 | 4 / 4 | 9 / 13 |
| Ti | 450 | 282 / 600 | 182 / 210 | 290 / 810 | 424 / ~1130 | 510 / ~1130 | 83 / 83 | 210 / 210 | 178 / 290 | — / — | — / — | 200 / 230 |
| V | 13 | 4,8 / 13,6 | 4,2 / 15,2 | 6,3 / 91 | 2,6 / 11 | 2,9 / 9,3 | 3,4 / 4,7 | 6,7 / 11,5 | 8,6 / 127 | 3 / 21 | 2 / 2 | 3,9 / 4 |
| Ni | 9,5 | 3 / 7 | 4 / 5 | 3 / 7 | 3 / 8 | 5 / 16 | 6 / 7 | 4 / 4 | 4 / 14 | 5 / 7 | 5 / 5 | 7 / 7 |
| Ga | 3 | 1,3 / 1,6 | 0,9 / 1,3 | 0,9 / 9 | 0,7 / 1,4 | 1,3 / 1,7 | 1,2 / 2 | 0,7 / 1 | 1 / 1,3 | 2 / 3 | 1,5 / 2 | 0,8 / 1,2 |
| Pb | 2 | 7 / 21 | 3 / 12 | 13 / 22 | 4 / 11 | 3 / 16 | 9 / 15 | 11 / 11 | 7 / 33 | — / — | — / — | 17 / 17 |
| Mn | 67 | 21 / 66 | 28 / 61 | 23 / 57 | 19 / 40 | 22 / 48 | 15 / 26 | 24 / 35 | 26 / 61 | 18 / 30 | 16 / 16 | 36 / 55 |

роотсикюласком и паадласком отложениях, которые частично относятся к регрессивным циклам.

Выявить изменения в содержании микроэлементов по разрезу пока трудно. Первые шаги в этом направлении говорят о том, что на их распространение влияют многие факторы: расстояние от берега, глубина бассейна, содержание органического вещества и т. п.

## ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Процессы вторичного изменения рассматриваются здесь в самых общих чертах, так как специальные исследования в этой области не проводились. Затрагиваются только вопросы доломитизации, окремнения и пиритизации. Кроме того, описываются связанные с ними преобразования текстур и структур, а также изменения структур, вызванные общей перекристаллизацией.

Доломитизацией охвачены многие силурийские породы, но в различной степени. Опираясь главным образом на текстурные и структурные особенности пород, можно предполагать, что в силуре Эстонии встречаются доломиты как более раннего, диагенетического, так и более позднего, эпигенетического происхождения, однако до сих пор точно разграничить их было трудно. Диагенетическими считались породы с несущественными вторичными структурными и текстурными изменениями.

Доломитизация до окончательной литификации не вызвала особых изменений в объеме пород, и кристаллы доломита в них распределены более или менее равномерно. По химическому составу такие породы являются известковыми доломитами, содержащими 50—75% $CaMg(CO_3)_2$. Диагенетические доломиты встречаются, например, в райккюласком горизонте в окрестностях г. Хаапсалу, а также в роотсикюласком горизонте на о. Сааремаа. В большинстве случаев содержание доломитовых кристаллов диагенетического происхождения не превышает 50%. В более глинистых разновидностях пород — в доломитовых известковых мергелях и известковых домеритах — содержание диагенетического доломита достигает 40%. Пористость в диагенетических известковых доломитах колеблется от 7 до 11%, в доломитовых известняках — в пределах 4—7%.

Эпигенетическая доломитизация сопровождается явными изменениями в структуре и текстуре пород (табл. VII, *3—6*). Увеличиваются

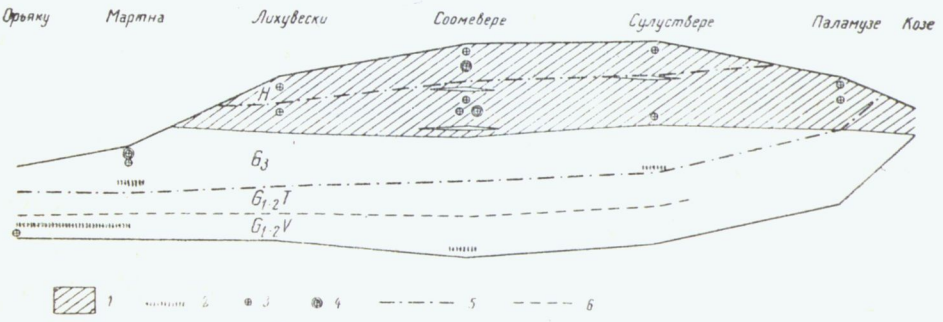



Рис. 41. Распространение среди лландоверийских отложений вторичных доломитов и окремнения.

*1* — эпигенетическая доломитизация; *2* — диагенетическая доломитизация; *3* — кремневые конкреции; *4* — окремнелые остатки организмов; *5* — границы горизонтов; *6* — границы свит.

зернистость и общая пористость, образуются каверны. В отличие от разбросанного характера распространения диагенетических доломитов, эпигенетические доломиты в силурийском разрезе Эстонии составляют более ясно очерченные тела. Первое из крупных тел расположено в лландоверийских отложениях на Пандивереской возвышенности и в Средней Эстонии (рис. 41). Мощность этой доломитовой толщи в основном 25—40 м. Максимальная мощность (50 м) установлена в скважине Садала. Доломитизацией охвачены главным образом отложения райккюлаского и адавереского горизонтов в Центральной Эстонии и частично также юруского. Максимальное содержание $CaMg(CO_3)_2$ отмечается, как правило, в верхах доломитовой толщи — 80—95% и только в некоторых разрезах, например в Тамсалу, — в нижних слоях тамсалуской свиты, т. е. в средней части ее (Юргенсон, 1961). Переход от доломитов к нижележащим известнякам постепенный и совершается в интервале 2—3 м.

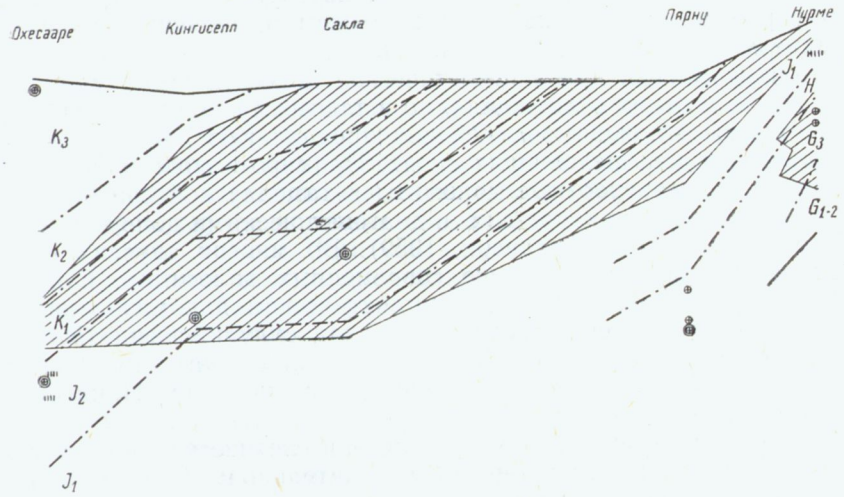



Рис. 42. Распространение среди венлокских и лудловских отложений вторичных доломитов и окремнения.
**Условные обозначения см. рис. 41.**

Эпигенетические доломиты лландовери преимущественно сильно кавернозные, с общей пористостью 20—30%. Характерный признак их, особенно на Пандивереской возвышенности, — появление в доломитах гидрогематита, окрашивающего доломиты в фиолетово-красный цвет. Имеются ясные признаки, указывающие, что гидрогематит в породах возник в результате преобразования пирита (сходство в распространении обоих минералов).

Второе крупное тело эпигенетических доломитов расположено на о. Сааремаа и в Западной Эстонии (рис. 42). Максимальная мощность этой доломитовой толщи (140 м) установлена в разрезе скв. Сакла, где доломитизацией охвачены паадлаские, роотсикюлаские и яагарахуские отложения, а также часть яаниских. В Западной Эстонии эпигенетические доломиты распространяются в яагарахуском и яаниском горизонтах, где их максимальная мощность установлена в скв. Пярну — 45 м. Содержание $CaMg(CO_3)_2$ в венлокско-лудловской доломитовой толще колеблется в пределах 50—95%, причем самые чистые доломиты (с

содержанием 96% $CaMg(CO_3)_2$ установлены среди яагарахуских биогермов и прилегающих к ним плитчатых пород. Структура таких пород крупно- и среднекристаллическая.

Пористость доломитов здесь высокая — 25—35%. Особенно кавернозны биогермовые доломиты, размеры и форма каверн которых зависят от величины выщелоченных скелетов организмов.

Довольно чистыми и пористыми являются вторичные доломиты в роотсикюласком горизонте, но состав их здесь быстро меняется. Р. Эйнасто (1968) показал, что в этом горизонте происходит переслаивание эпигенетических доломитов с диагенетическими и седиментационными.

Наиболее трудными при исследовании вторичной доломитизации являются вопросы об источнике магния и времени происхождения эпигенетической доломитизации. Источник магния при диагенетической доломитизации надо искать в самом осадке. Многие скелеты ископаемых организмов, например водорослей, содержат магний (Friedman, Sanders, 1967). При небольших глубинах бассейна магний частично выпадал непосредственно из воды. Об этом свидетельствует образование райккюласких и роотсикюласких первичных доломитов, являющихся несомненно крайне мелководными отложениями.

Источник магния при эпигенетической доломитизации может находиться также в самих отложениях, но в таком случае он не связан с одновозрастными отложениями. Обычно предполагают, что место источника находится в вышележащих слоях. Примером этого могут служить эпигенетические кавернозные доломиты в тамсалуской свите в разрезе скв. Оргита, залегающие под син- и диагенетическими доломитами райккюлаского горизонта (Юргенсон, 1959). Во многих случаях источник магния находится гораздо выше современных доломитов. Существует предположение, что источником эпигенетической доломитизации являлись девонские отложения, залегающие над силурийскими (Вишняков, 1956). Некоторое влияние оказывали и магнийсодержащие растворы, движущиеся по тектоническим трещинам в пределах Пандивереской возвышенности.

Что касается времени образования эпигенетических доломитов, то, по всей вероятности, этот процесс был длительным. Если исходить из того, что возможным их источником являлись девонские отложения, то, вероятнее всего, доломитизация силурийских отложений могла происходить после девона. Трудно представить себе, что доломитизация совершалась во время перерыва между силуром и девоном.

Процесс о к р е м н е н и я охватил, по сравнению с доломитизацией, более ограниченную часть разреза силурийских отложений. Он проявился в распространении конкреций, отдельных кристаллов кварца и в окремнении самой породы, а также скелетов ископаемых организмов. Окремнение началось, по-видимому, сразу после седиментации, еще в период диагенеза, и продолжалось также в стадию эпигенеза. Источники кремнезема могли быть разные. Часть кремнезема попала в осадок в виде игл кремневых губок. Скопления таких игл могли положить начало образованию многочисленных желваков, в составе которых иглы местами сохранились до настоящего времени.

Более широко распространены белые землистые линзовидные желваки диаметром 5—10 см. Первоначально они были сложены опалом, который со временем постепенно перекристаллизовался в халцедон. Плоскостная форма и слепки вмещающих пород явно говорят об их образовании в еще не литифицированном осадке. Наряду с белыми землистыми желваками встречаются и настоящие конкреции, состоящие из концентрических слоев халцедона, окрашенных либо пиритом, либо

гидрогематитом. В редких случаях внутри конкреции находится слой крупнокристаллического кварца (Юргенсон, 1958). Как белые желваки, так и конкреции распространены в адавереских и райккюласких отложениях (рис. 41).

Интересно отметить, что в более северных и особенно в северо-западных районах окремнение развивается в нижних слоях райккюлаского горизонта и даже в верхних слоях юруского горизонта. В более южных районах кремневые желваки распространяются в верхних слоях райккюлаского горизонта (скв. Пярну, Икла). Распространение кремневых желваков и конкреций в адавереском горизонте связано только с карбонатной фацией. В глинистой фации они не обнаружены.

Отдельные аутигенные кристаллы кварца были найдены только в райккюласких доломитах у Водья (Mõls, 1940). Их образование можно объяснить, по-видимому, теми же причинами, что и образование желваков и конкреций.

Окремнение самой породы распространено ограничено и связано либо с проявлением вулканической деятельности — с прослоями метабентонитов, либо с растворением терригенного кварца в песчанистых карбонатных породах (см. стр. 35). В первом случае окремнена порода, залегающая непосредственно под метабентонитовыми слоями, в пределах мощности от нескольких до десятка сантиметров. Окремнение связано обычно с более крупными слоями метабентонита, при преобразовании которых со временем выносился свободный кремнезем, как это наблюдается в яниском и адавереском горизонтах.

Во втором случае источник кремнезема находился в самой породе, вернее в самом осадке. Как уже отмечалось выше (см. стр. 79), по многим признакам можно предполагать о повышении величины pH в некоторых частях бассейна райккюлаского времени, что могло вызвать и растворение терригенного кварца. Начавшийся еще при осаждении процесс растворения мог продолжаться и в диагенезе, вследствие чего свободный кремнезем перемещался в окружающий осадок.

Как в первом, так и во втором случае кремнезем встречается в породах в виде халцедона.

Окремнение ископаемых организмов — широко распространенное явление (рис. 41 и 42). Источники кремнезема могут быть разные. Окремнелые скелеты ископаемых организмов были найдены как вместе с конкрециями, так и вблизи метабентонитов и в окремнелых песчанистых доломитах. Но они были найдены и в породах лудлова, где присутствие их пока трудно объяснить. В скелетах кремнезем встречается в виде халцедона, причем первоначальный кальцит может быть частично или полностью замещен. В последнем случае вокруг окаменелостей образуются пустоты, указывающие на возможное протекание процесса еще в эпигенезе.

Из вторичных процессов, касающихся преобразования соединений железа, следует отметить формирование пирита. Преобладающая часть соединений железа попадала в осадок в виде гидроокислов. В присутствии свободной серы в диагенезе выделялся пирит или марказит. Кристаллизация пирита зависит в первую очередь от характера окружающего его осадка. В более рыхлом осадке, например в адавереских и яниских мергелях, образовались крупные идиоморфные кристаллы, сростки кристаллов, а также явно- или скрытокристаллические конкреции.

Нередко сростки кристаллов инкрустируют внутренности и ходы илоедов или замещают скелеты ископаемых организмов (брахиопод, трилобитов, граптолитов и водорослей). В детритовых известняках пи-

рит мелко- или микрокристаллический и распространяется вблизи обломков скелета организмов.

В чистых тонкозернистых карбонатных илах, где миграция железа была затруднена, пирит выделялся в виде изолированных кристалловвкрапленников. Такого типа скопления пирита встречаются в скрытокристаллических известняках райккюлаского горизонта. Вкрапленники тонкокристаллического пирита (диам. около 0,02 мм) сконцентрированы здесь в пятна разной величины или связаны с полостями, окружающими ходы илоедов. Аналогичные пятна тонкокристаллического пирита встречаются во многих мелко- и микрокристаллических доломитах в яагарахуском, роотсикюласком и паадласком горизонтах. В последующем ходе эпигенеза пирит мало изменялся, если не считать упомянутого образования гидрогематита при доломитизации, а также гидрогетита (лимонита) в зоне выветривания. Гидрогетит был обнаружен и ниже зоны выветривания; в некоторых сильно кавернозных и трещиноватых породах он образовался, вероятно, под воздействием подземных вод.

Наряду с преобразованием минерального состава в силурийских отложениях происходили процессы перекристаллизации, растворения и уплотнения, влияющие на структуру и текстуру пород. Степень и характер перекристаллизации зависят прежде всего от состава осадка, а также от дальнейших условий его сохранения. В преобладающей части силурийских отложений, содержащих менее 10—20% терригенного материала, происходит в основном перекристаллизация кальцитового материала. Вследствие этого укрупняются размеры частиц. Различная степень перекристаллизации отмечалась и в скелетах разных групп организмов. Из хорошо перекристаллизованных пород можно назвать крупнодетритовые известняки юуруского (табл. VII, *2*), яагарахуского и паадлаского горизонтов, связанные с отмельной фацией, а также обломочно-детритовые породы (табл. VII, *3*).

Многими исследователями установлено (Marc, Jung, 1927) и подтверждено также нашими материалами, что с увеличением содержания терригенного компонента размеры кристаллов карбонатов уменьшаются. Образующиеся в карбонатно-глинистом иле кристаллы карбонатов не достигают больших размеров (в среднем 0,01—0,05 мм).

В тонкозернистых коллоидных карбонатных илах одновременно с перекристаллизацией происходит и контракция, вследствие чего образуются мелкие трещины, в которых из иловых растворов выкристаллизовывается чистый кальцит. Интенсивной перекристаллизации подвергаются и находящиеся в тонкозернистых известковых осадках карбонатные скелеты организмов. Крупные кристаллы кальцита появляются в пустотах, образовавшихся после разложения внутренностей некоторых ископаемых организмов (друзы и гнезда). Хорошо выкристаллизованные кальцитовые друзы встречаются, например, в известняках яагарахуского горизонта. Во многих доломитах отмечаются крупные кристаллы вторичного кальцита, например в доломитах райккюлаского и яагарахуского горизонтов.

В ходе эпигенеза, особенно под давлением вышележащих слоев, происходит и растворение пород, влияющее на их текстуру. Следы давления и растворения отмечены во многих тонкослоистых известняках, залегающих среди мергелей и глин. Тонкие слои известняка могут под давлением прерываться, и в этом случае образуются отдельные комки, контуры которых указывают на следы растворения.

Образование стилолитов, их морфология и протяженность, зависят от структуры и состава пород. В хорошо отсортированных горизонтальнослоистых известняках горизонтальные непрерывистые стило-

литовые поверхности встречаются на довольно широкой площади. Такие поверхности мелкозубчатые и имеют глинистый покров мощностью в несколько миллиметров. Распространяются они в обломочных известняках райккюлаского горизонта, в детритовых и крупнокристаллических известняках райккюлаского, яагарахуского и каугатумаского горизонтов. В биоморфных известняках стилолиты прерывистые, ветвистые, протяженностью не больше нескольких сантиметров. Самые крупные стилолиты были обнаружены в доломитах карьера Мюнди (райккюлаский горизонт), где длина отдельных вертикальных «зубцов» равна 20 см, а диаметр 5—6 см.

В отложениях, сложенных главным образом терригенным материалом (глины, глинистые мергели и домериты адавереского, яаниского и других горизонтов), в ходе диа- и эпигенеза наряду с обезвоживанием происходило и уплотнение. Содержащиеся в глинистых илах карбонаты образовали лишь слабый цемент или отдельные рассеянные кристаллы. Сближение глинистых частиц привело к образованию довольно прочных связей между ними. Процесс обезвоживания и изменения в составе иловых растворов способствовал формированию новых глинистых минералов. Как уже отмечалось выше, глинистые отложения иногда хлоритизированы.

Образование сланцеватости под давлением вышележащих слоев — явление довольно распространенное в глинистых осадках, в силурийских терригенных породах на территории Эстонии пока не установлено.

# ГЛАВА III. ФАУНА

## ХАРАКТЕРИСТИКА ГРУППОВОГО СОСТАВА И БИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СВЯЗЕЙ ФАУНЫ

Прежде чем приступить к биостратиграфическому анализу фауны силура Эстонии, необходимо коротко остановиться на экологической характеристике ее состава. Без учета экологии, приуроченности к определенным фациям не могут быть правильно поняты многие факты о распространении и составе фауны.

Влияние фациальной обстановки на формирование группового состава фауны и ее распространение проявляется у различных групп поразному. Наиболее сложным является поведение брахиопод, встречающихся во всех фациях, и наиболее простым — ракообразных, мечехвостов и эвриптерид, связанных только с одним типом отложений. Отчетливо выявляется приуроченность к определенной фации граптолитов, строматопороидей, кораллов, агнат и пр., тогда как трилобиты, остракоды и другие более полифациальны, хотя и явно склонны к определенным условиям.

В ископаемой фауне силура Эстонии представлено круглым счетом 1000 видов. Без учета неравномерной изученности и фациальной приуроченности виды распределяются по группам и горизонтами следующим образом (число видов округлено):

| | | | |
|---|---|---|---|
| строматопороидеи | 70 | трилобиты | 70 |
| табуляты | 145 | остракоды | 145 |
| ругозы | ~70 | эвриптериды и др. | 16 |
| мшанки | ~100 | граптолиты | 105 |
| брахиоподы | 130 | позвоночные | 50 |
| моллюски | 55 | разные | ~100 |
| охесаареский горизонт | 100 | яагарахуский горизонт | 95 |
| каугатумаский горизонт | 130 | яаниский горизонт | 165 |
| куресаареский „ | 75 | адавереский „ | 185 |
| паадлаский „ | 130 | райккюлаский „ | 150 |
| роотсикюлаский „ | 85 | юруский „ | 175 |

Фауна силура Эстонии значительно беднее ордовикской. Меньшее количество видов входит и в фаунистические комплексы (фаунулы) горизонтов; только самые богатые из них можно сравнить с фаунулами горизонтов ордовика. Сказанное, однако, не означает, что обычное представление о богатстве силурийских отложений Эстонии остатками ископаемых организмов нуждается в ревизии. Богатство это обусловлено главным образом многочисленностью или даже массовым распространением отдельных видов. Очень часто органические остатки составляют определенные скопления типа «Bone bed», брахиоподовые банки,

биостромы и биогермы. Все эти явления характерны для довольно подвижного мелкого моря. В удаленных от берега фациях органические остатки распределены более равномерно, но преобладание нескольких видов сохраняется. Это можно видеть, например, в известном обнажении у Яани, где все богатство фаунулы создается 5—6 видами.

Изучаемая территория не охватывает Палеобалтийский бассейн полностью и поэтому проследить все фациальные переходы, в частности в направлении открытоморской фации, не представляется возможным. С другой стороны, и наиболее прибрежные фации из-за последующего размыва редко где сохранились. Все же обобщение имеющегося материала позволило установить пять фациальных зон (см. гл. V) со специфическими комплексами фауны и литологическим составом отложений.

Особенно четко выделяются фаунулы тех горизонтов, в составе которых участвуют крайние фации. Например, при наличии доломитов лагунной фации существенное значение в фаунуле приобретают ракообразные, мечехвосты, эвриптериды и бесчелюстные, а в случае открытоморских глин (аргиллитов) — граптолиты. Обе фации настолько своеобразны, что остатки представителей так называемой нормальной морской фауны в них практически отсутствуют. Поэтому при описании фаунистического комплекса горизонта правильнее было бы характеризовать его по отдельным фациям. Только в этом случае будут описаны реальные изменения систематического состава, а не смена экологического типа фаунулы.

С другой стороны, поскольку каждая фация характеризуется специфическим набором групп фауны, то групповой состав фаунистического комплекса горизонта сам по себе говорит о фациальной обстановке данного времени.

Изменение по горизонтам относительной роли отдельных групп фауны в фаунуле показано на рис. 43.

Учитывая фациальную специфику горизонтов, эти изменения в большей части можно довольно легко объяснить, но при этом нельзя забывать и о крупном значении эволюционных факторов. Например, внезапное появление бесчелюстных в пограничных отложениях венлока и лудлова несомненно связано с возникновением благоприятных для них условий обитания. Однако дальнейшее увеличение их роли обусловлено не только экологическими, но и эволюционными факторами.

Отметим здесь некоторые наиболее яркие особенности, выявляющиеся из рис. 43. В первую очередь обращает на себя внимание возрастание значения остракод в фаунулах более молодых горизонтов, особенно в трех верхних. Основной причиной этого является, вероятно, происходивший в благоприятных условиях позднего силура расцвет бейрихиевых остракод.

В даунтонских отложениях значительно повышается и роль мшанок, причем и в их систематическом составе происходят существенные изменения (см. гл. III, разд. «Мшанки»).

Постоянно большое значение имели брахиоподы и табуляты и несколько меньшее — строматопороидеи и трилобиты. В более молодых отложениях значение всех их в той или иной степени уменьшается, что вполне понятно при столь большом увеличении числа остракод.

Фаунулы юруского, райккюлаского и адавереского горизонтов довольно однотипные. В составе их постоянно большое значение имеют представители кораллов, строматопороидей и брахиопод, что указывает на широкое распространение прибрежных отложений, а сравнительная многочисленность граптолитов свидетельствует о вторжении на изучае-

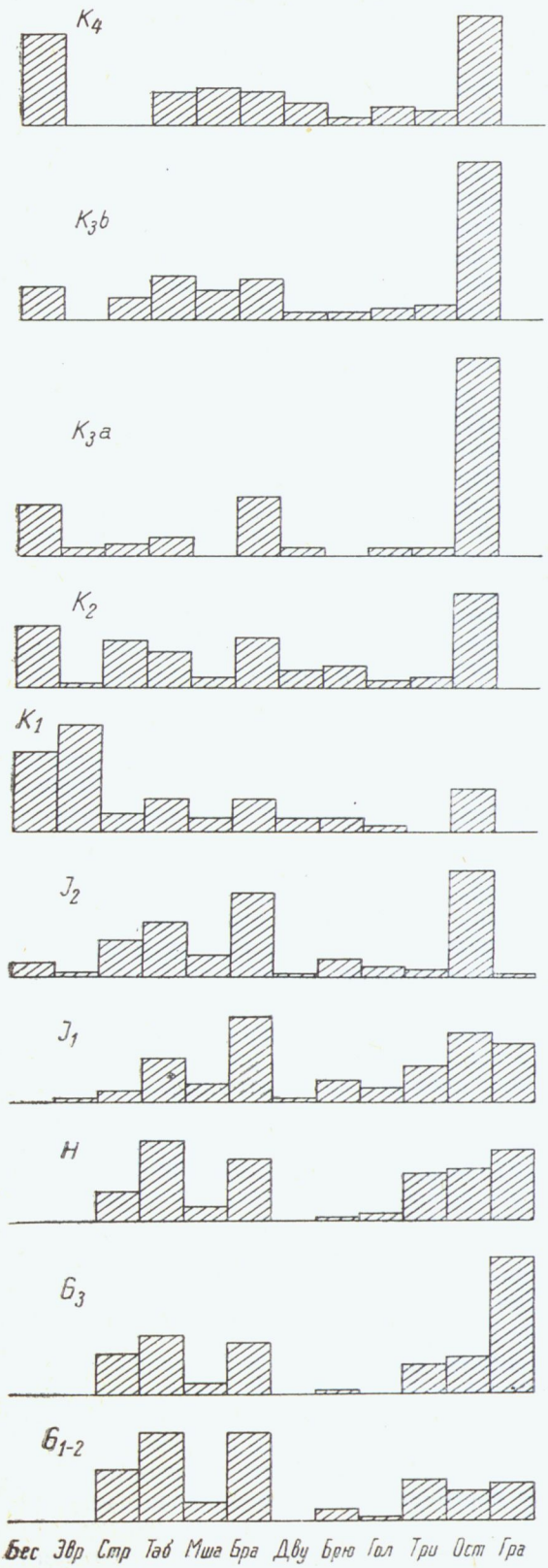



Рис. 43. Групповой состав фаунул (в процентах по горизонтам).

***Бес*** — бесчелюстные; *Эвр* — эвриптериды; *Стр* — строматопороидеи; ***Таб*** — табуляты; ***Мша*** — мшанки; *Бра* — брахиоподы; *Дву* — двустворки; *Брю* — брюхоногие; *Гол* — головоногие; *Три* — трилобиты; *Ост* — остракоды; *Гра* — граптолиты.

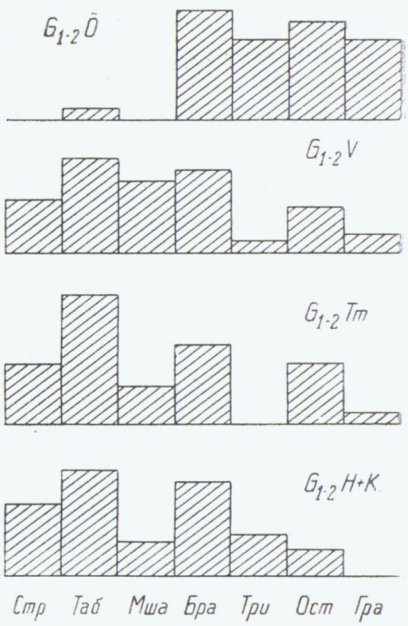



Рис. 44. Групповой состав фаунул (в процентах) в пределах пачек юруского горизонта.

Сокращения см. рис. 43.

мую территорию в лландовери открытоморской граптолитовой фации. В адавереской фаунуле по сравнению с предыдущими роль строматопороидей несколько уменьшилась и повысилось значение трилобитов и остракод. В этих изменениях отражается расширение площади распространения переходной фации в адавереское время.

Более четкая картина распространения представителей фауны получается при анализе состава по фациям. Для примера приведены гистограммы группового состава фаунулы свит юруского горизонта (рис. 44). Последний представлен отложениями отмельной ($G_{1-2}H$ + + K — большей частью биогермные отложения и $G_{1-2}Tm$ — пентамеровая банка), детритовой ($G_{1-2}V$ — различные известняки) и переходной фации ($G_{1-2}O$ — в основном мергели).

Различия в составе фаунистических комплексов настолько ясны, что не требуют комментариев. Следует отметить лишь два обстоятельства: 1) на гистограмме группового состава фаунулы пентамеровой банки не отражается роль одного доминантного вида, составившего банку, а выявляется прибрежный характер фаунулы в целом; 2) для детритовой фации характерно наличие многих групп фауны примерно в одинаковом количестве, тогда как в переходной фации встречаются только отдельные группы. Брахиоподы во всех этих фациях разные, хотя их относительное содержание почти не изменяется (см. также раздел «Брахиоподы»).

Яниский комплекс фауны продолжает линию развития, получившую начало в адавереское время: уменьшается значение строматопорово-кораллловой ассоциации и более широко распространяются свойственные переходной фации формы.

Несколько неожиданным на гистограмме яагарахуского комплекса является большой удельный вес остракод и брахиопод. В то же время увеличение роли рифовой фауны выражено недостаточно четко, несмотря на многочисленность яагарахуских биогермов. Объясняется это небольшим количеством рифостроящих или рифолюбивых видов. Например, в карьере Яагараху рифостроителем является только один вид строматопороидей, встречающийся в массовом количестве.

Роотсикюлаский комплекс выделяется среди остальных тем, что в нем, кроме эвриптерид и агнат, другие группы фауны встречаются только спорадически и лишь в отдельных прослоях. Как уже отмечалось, эта своеобразная ассоциация приурочена только к эвриптеровым доломитам лагунной фации. В некоторой степени она развита также в яагарахуском и паадласком горизонтах. Паадлаская фаунула, так же, как и яагарахуская, характеризуется сравнительно равномерным соотношением нескольких групп фауны и незначительным преобладанием одной. Роль строматопороидей и кораллов снова возрастает в связи с новым появлением биогермов в отмельной фации. В детритовой фации большое значение приобретают остракоды, что, вероятно, объясняется начавшимся расцветом бейрихиид.

Фаунистические комплексы трех верхних горизонтов в основном однотипные — сильно преобладает одна (остракоды) или две-три группы, в том числе брахиоподы и бесчелюстные (телодонты и акантоды). Несомненно, на формирование этих фаунул, помимо расцвета бейрихиевых остракод, существенно влияли и специфические условия. Следует учесть также общий характер приведенных гистограмм, в которых фациальная специфика несколько затухает, усредняется. Из гистограмм все же видно, что три наиболее молодых силурийских горизонта в районе о. Сааремаа представлены в основном отложениями

детритовой и переходной фаций, которые в охесаареское время переслаиваются с отмельными скоплениями остатков рыб и т. д.

Палеобиогеографическая специфика силурийской фауны Прибалтики до сих пор была мало изучена. Лучше исследованы кораллы и строматопороидеи (Кальо, 1965; Кальо, Клааманн, Нестор, 1970). Имеющиеся данные позволяют говорить о Балтийском районе Северо-Европейской провинции, фаунистически связанном с Английским и Подольским биогеографическими районами. Через эти районы осуществлялась связь с более удаленными районами Азии и Северной Америки. Связи с Центрально-Европейской провинцией в части раковинной фауны были слабыми — барьером служила, вероятно, обширная открытоморская фация с граптолитовой ассоциацией. В то же время состав последней свидетельствует о тесных контактах между различными регионами, что и следовало ожидать.

## БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОБЗОР ФАУНЫ

### СТРОМАТОПОРОИДЕИ

Силурийские строматопороидеи Эстонии изучены сравнительно хорошо. Работами Ф. Розена (Rosen, 1867), В. Дыбовского (Dybowski, 1877), Х. Никольсона (Nicholson, 1886b—1892), В. И. Яворского (1929), В. Н. Рябинина (1951) и Х. Э. Нестора (1960, 1962, 1964, 1966) установлено 68 видов строматопороидей, относящихся к 19 родам (см. табл. 10).

Фации, благоприятные для существования строматопороидей, в силурийском Палеобалтийском бассейне имели сравнительно небольшое площадное распространение, ограничиваясь в основном современным районом выходов. В центральной, более глубоководной части бассейна находки их очень редки. В наибольшем количестве строматопороидеи встречаются в биоморфных, детритовых и илисто-детритовых известняках, являясь в них одной из самых многочисленных групп окаменелостей. Они могут быть руководящими формами наравне с другими группами раковинной фауны. К сожалению, узкая фациальная приуроченность препятствует их использованию для корреляции разнофациальных свит.

Настоящий обзор составлен по данным, приведенным в монографиях автора (Нестор, 1964, 1966), с учетом позднейших изменений в стратиграфической схеме. Сводный список строматопороидей силура Эстонии дан в табл. 10. Распространение видов по подразделениям горизонтов рассматривается в главе, посвященной стратиграфии.

#### Лландовери

В лландоверийском ярусе Прибалтики наиболее широко распространены роды *Clathrodictyon* и *Ecclimadictyon*, являющиеся как бы переходными формами от характерных для ордовика пузырчатых строматопороидей (сем. Labechiidae) к ламинарным строматопороидеям (сем. Stromatoporellidae, Clathrodictyidae). Кроме них, сравнительно большое значение в лландовери сохраняют лабехииды — роды *Pachystylostroma*, *Forolinia*, *Rosenella*.

Отмеченные выше роды пузырчатых и пузырчато-ламинарных строматопороидей образуют характерный лландоверийский родовой

Таблица 10

**Распространение строматопороидей в силуре Эстонии**

| Виды | Лландовери | | | Венлок | | Лудлов | | | Даунтон | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
| **Labechiidae** | | | | | | | | | | |
| *Pachystylostroma rosensteinae* Nestor | + | | | | | | | | | |
| *P. contractum* Nestor | + | | | | | | | | | |
| *P. ungerni* (Rosen) | + | | | | | | | | | |
| *P. exile* Nestor | + | | | | | | | | | |
| *P. hillistense* Nestor | + | | | | | | | | | |
| *P. estoniense* Nestor | + | + | | | | | | | | |
| *P. opiparum* Nestor | | + | | | | | | | | |
| *P.* sp. | | | | | | | + | | + | |
| *Forolinia brevis* Nestor | + | + | | | | | | | | |
| *F. lineata* Nestor | + | | | | | | | | | |
| *F. implana* Nestor | | + | | | | | | | | |
| *F. paka* Nestor | | + | | | | | | | | |
| *F. pachyphylla* (Nicholson) | | | + | | | | | | | |
| *Labechia venusta* Yavorsky | | + | | | | | | | | |
| *Rosenella dentata* (Rosen) | | | + | | | | | | | |
| *R. tuberculata* Riabinin | | | + | | | | | | | |
| **Clathrodictyidae** | | | | | | | | | | |
| *Clathrodictyon kudriavzevi* Riabinin | + | + | | + | + | | | | | |
| *Cl. boreale* Riabinin | + | + | | | | | | | | |
| *Cl. sulevi* Nestor | + | | | | | | | | | |
| *Cl. sarvense* Nestor | + | | | | | | | | | |
| *Cl. lennuki* Nestor | + | | | | | | | | | |
| *Cl. demissum* Nestor | + | | | | | | | | | |
| *Cl. turritum* Nestor | + | + | | | | | | | | |
| *Cl. clivosum* Nestor | | + | | | | | | | | |
| *Cl. regulare* (Rosen) = Petridiostroma | | | + | | | | | | | |
| *Cl. adaverense* Riabinin | | | + | | | | | | | |
| *Cl. delicatulum* Nestor | | | + | | | | | | | |
| *Cl. variolare* (Rosen) | | | + | | | | | | | |
| *Cl. affabile* Nestor | | | | + | | | | | | |
| *Clathrodictyon ? stelliparratum* = ARANEOSOSTROMA Nestor | | | | | | + | + | | | |
| *Cl. mohicanum* Nestor | | | | | | | + | | | |
| *Ecclimadictyon porkuni* (Riabinin) | + | | | | | | | | | |
| *E. microvesiculosum* (Riabinin) | + | | | | | | | | | |
| *E. macrotuberculatum* (Riabinin) | + | + | | | + | | | | | |
| *E. microfastigiatum* (Riabinin) | + | | + | | | | | | | |
| *E. laminaeungulatum* (Riabinin) | + | | | | | | | | | |
| *E. pandum* Nestor | + | | | | | | | | | |
| *E. arcuatum* Nestor | | | + | | | | | | | |
| *E. fastigiatum* (Nicholson) | | | + | | | | | | | |
| *E. astrolaxum* Nestor | | | | | + | | | | | |
| *E. robustum* Nestor | | | | | + | + | | | | |
| *Intexodictyon avitum* Nestor | | + | + | | | | | | | |
| *I. olevi* Nestor | | + | | | | | | | | |
| *Plexodictyon katriense* Nestor | | | | | | | + | | | |
| **Stromatoporellidae** | | | | | | | | | | |
| *Stictostroma? conodigitatum* (Riabinin) | | | + | | | | | | | |
| *Simplexodictyon simplex* Nestor | | | | + | + | | | | | |
| *S. convictum* (Yavorsky) = PETRIDIOSTROMA | | | | | | | + | | | |
| *Diplostroma validum* Nestor = Simplexodictyon | | | | | + | | | | | |
| *D. yavorskyi* Nestor | | | | | | | + | | | |

*Продолжение табл. 10*

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Actinostromatidae | | | | | | | | | | |
| *Plectostroma necopinatum* Nestor | + | | | | | | | | | |
| *P. intermedium* (Yavorsky) | | | | | | | + | | | |
| *P. mirificum* Nestor | | | | | | | + | | | |
| *Densastroma pexisum* (Yavorsky) | | | | + | + | | | | | |
| *D. podolicum* (Yavorsky) | | | | | | + | + | | | |
| *D. himmestum* (Riabinin) | | | | | | | + | | | |
| *D. astroites* (Rosen) | | | | | | | + | + | + | |
| *Pseudolabechia* sp. nov. | | | | | | | + | | | |
| Stromatoporidae | | | | | | | | | | |
| *Syringostromella borealis* (Nicholson) | | | | | | | + | | | |
| *Stromatopora impexa* Nestor | | | | + | | | | | | |
| *S. bekkeri* Nestor | | | | | | | + | | | |
| Actinostromellidae | | | | | | | | | | |
| *Parallelostroma typicum* (Rosen) | | | | | | | + | + | + | |
| *P. minosi* Nestor | | | | | | | | | + | |
| *P. tuberculatum* (Yavorsky) | | | | | | | | | + | |
| *Actinostromella vaiverensis* Nestor | | | | | | | | | + | |
| Lophiostromatidae | | | | | | | | | | |
| *Lophiostroma schmidti* (Nicholson) | | | | | | | + | | | |
| Incertae familiae | | | | | | | | | | |
| *Actinodictyon suevicum* (Nicholson) | | | + | | | | | | | |
| *A. ? tenue* Nestor | | | | | + | | | | | |
| *A. ? vikingi* Nestor | | | | | + | | | | | |

комплекс. Наряду с ними во второй половине века появляются отдельные роды, относящиеся к семействам, характерным для венлока и позднего силура, например *Plectostroma* из семейства Actinostromatidae, *Stictostroma* из семейства Stromatoporellidae и др. Список видов лландоверийского яруса Эстонии включает 39 названий (табл. 10).

Лландоверийские строматопороидеи известны из очень немногих районов земного шара и наиболее слабо изучены. Все же некоторые идентичные с эстонскими или очень близкие к ним виды родов *Clathrodictyon*, *Ecclimadictyon*, *Labechia*, *Rosenella* установлены в синхронных отложениях Сибирской платформы, Саяно-Алтая, Гренландии, Арктической Канады.

Некоторые роды (*Pachystylostroma*, *Forolinia*) пока известны только из эстонского лландовери. В лландовери Эстонии обнаружены древнейшие представители родов *Plectostroma*, *Intexodictyon*, *Actinodictyon,* известных в настоящее время в других регионах только начиная с венлока. Таким образом, наиболее распространенные роды лландовери Северной Прибалтики являются, по всей вероятности, космополитами, наряду с которыми здесь, видимо, появлялись также представители ряда новых филогенетических ветвей, что позволяет считать Палеобалтийский бассейн одним из центров расселения строматопороидей.

Нижняя граница лландоверийского яруса по строматопороидеям

четко не устанавливается. Родовой состав строматопороидей юруского горизонта такой же, как и в подстилающем поркуниском горизонте. Встречаются пары очень близких видов: *Pachystylostroma fragosum* и *P. rosensteinae*; *Clathrodictyon gregale* и *Cl. boreale*, а также общий вид *Ecclimadictyon porkuni*. Из изменений видового состава наибольшего внимания заслуживает появление в юруском горизонте видов из групп *Clathrodictyon kudriavzevi* и *Ecclimadictyon microvesiculosum*, характерных для лландовери, но в ордовике еще не встречающихся.

Сходный облик юруского и поркуниского комплексов строматопороидей говорит о том, что в Северной Прибалтике между ордовиком и силуром не существовало длительного стратиграфического перерыва.

В юруском горизонте строматопороидеи многочисленны. В Эстонской структурно-фациальной зоне они распространяются во всех пачках варболаской и тамсалуской свит. В пределах Южно-Эстонского прогиба строматопороидеи в юруском горизонте не обнаружены. Они указывают на биостратиграфическое единство варболаской и тамсалуской свит. Для последних характерны одни и те же виды (за исключением хиллистеской пачки, имеющей более богатую фаунулу), встречающиеся почти в одинаковых количественных соотношениях.

Во всех пачках присутствуют в большом числе виды *Clathrodictyon kudriavzevi, Cl. boreale, Ecclimadictyon microvesiculosum,* распространенные также в лландовери Сибирской платформы, Алтая и Гренландии. Довольно часто встречаются *Ecclimadictyon porkuni* и *E. microfastigiatum*. В варболаской свите единственным специфическим видом является *Pachystylostroma rosensteinae*, который в таммикуской и каринуской пачках замещается видом *P. contractum*. Таммикуская пачка охарактеризована видом *Ecclimadictyon laminaeungulatum*.

Значительно более разнообразны строматопороидеи в детритовых и биогермных известняках хиллистеской пачки тамсалуской свиты в Западной Эстонии. Здесь встречаются почти все виды, известные из других пачек юруского горизонта, но к ним добавляется еще большое количество специфических форм: *Pachystylostroma ungerni, P. exile, P. hillistense, Clathrodictyon demissum, Cl. sarvense, Ecclimadictyon pandum, Plectostroma necopinatum*.

Особенно заслуживает внимания появление наиболее древнего представителя актиностроматид — *Plectostroma necopinatum*. Здесь впервые появляются виды *Pachystylostroma estoniense* и *Ecclimadictyon macrotuberculatum*, широко распространенные в райккюласком горизонте.

В райккюласком горизонте строматопороидеи местами очень многочисленны и принимают участие в образовании кораллово-строматопоровых известняков и небольших биогермов (Калана, Мюнди). К настоящему времени лучше всего изучены строматопороидеи кулламааской пачки, в то время как в вингутаской пачке, представленной главным образом афанитовыми известняками, они чрезвычайно редки. В кулламааской пачке впервые появляются наиболее древние представители рода *Intexodictyon* с настоящими ламинами и группа видов *Forolinia paka*, сильно отличающаяся от остальных представителей этого рода. Большое значение имеет *Pachystylostroma*, представленный здесь видами *P. opiparum* и *P. estoniense*. Характерными видами райккюлаского комплекса строматопороидей следует считать *Clathrodictyon clivosum, Ecclimadictyon macrotuberculatum, Intexodictyon avitum, I. olevi, Forolinia paka, F. implana, Pachystylostroma opiparum*.

Виды, встречающиеся в верхней части райккюлаского горизонта, до сих пор неизвестны в других регионах, чем этот комплекс отличается от раннелландоверийского, в котором представлены многие виды, имеющие широкое географическое распространение.

Адаверескиий горизонт. Изученные строматопороидеи происходят в основном из нижних слоев горизонта в Западной Эстонии, сложенных комковатыми глинистыми известняками. Видовой состав строматопороидей адавереского горизонта очень четко отличается от состава подстилающих слоев: из 13 видов адавереского горизонта (см. табл. 10) только два встречены в нижележащих горизонтах. В адавереском горизонте появляются наиболее древние виды родов *Stictostroma* (?) и *Actinodictyon* и впервые в Эстонии — род *Rosenella*.

Наиболее характерными видами горизонта можно считать *Clathrodictyon variolare, Cl. delicatulum, Ecclimadictyon fastigiatum* и *Rosenella dentata*.

Соотношения видовых комплексов рассматриваемого и вышележащего яаниского горизонтов не совсем ясны. В прежних работах большинство видов, установленных теперь в адавереском горизонте, считалось характерным для яаниского горизонта. Однако, как теперь выяснилось, эти виды, собранные из галечника на берегу у Яани, в коренных обнажениях яаниского горизонта не были найдены. Поэтому предполагается, что эти экземпляры не местные, а происходят из нижележащих (адавереских) слоев, выходы которых находятся на дне моря.

Общий характер адавереского комплекса строматопороидей лландоверийский, хотя он и содержит уже некоторые венлокские элементы, такие, как род *Actinodictyon* и вид *Ecclimadictyon fastigiatum*. Последний известен из венлока Англии и из среднего силура Канады.

## Венлок

Венлокский комплекс родов строматопороидей значительно сложнее лландоверийского, и преобладающие группы в нем так четко не выделяются. Пузырчатые строматопороидеи (сем. Labechiidae) из венлока Эстонии неизвестны, хотя и встречаются в других регионах (Сибирская платформа, Урал и т. д.). Пузырчато-ламинарные начинают уступать свое место настоящим ламинарным строматопороидеям из семейства Stromatoporellidae (роды *Simplexodictyon* и *Diplostroma*), хотя некоторые их представители, особенно *Ecclimadictyon*, все еще многочисленны. К названным в венлоке впервые добавляются представители Stromatoporidae (род *Stromatopora*) и тонкорешетчатые актиностроматиды (*Densastroma*), достигшие, однако, расцвета еще позже. Руководящим родом венлока обычно считают *Actinodictyon*, видовой состав которого требует уточнения. Формирование венлокского родового комплекса в Эстонии в общих чертах совпадает с началом яаниского времени, хотя отдельные характерные элементы появляются уже в течение адавереского времени. В венлоке Северной Прибалтики распространяются «космополитные» роды *Clathrodictyon*, *Ecclimadictyon*, *Simplexodictyon*, *Stromatopora*, *Actinodictyon*, но представители некоторых таксонов, существующие в синхронных отложениях ряда других регионов, здесь отсутствуют. Не встречены также актиностромеллиды, древнейшие представители которых появляются в этом веке в некоторых регионах (напр., *Parallelostroma* — в Подолии).

Отсутствует также род *Syringostromella*, очень характерный для венлока Сибирской платформы и серии Ниагара Северной Америки. Поэтому венлокская фауна строматопороидей Эстонии оказалась несколько менее богатой и разнообразной по сравнению с соответствующей фауной других регионов. Возможно, это обусловлено биогеографическими факторами.

Яаниский горизонт. Пригодные для определения строматопороидеи встречаются только в немногочисленных обнажениях парамаяской и ниназеской пачек в западной части выходов горизонта. Восточнее структура их скелета разрушена сильной доломитизацией.

Число видов строматопороидей определенно яаниского возраста — пять (см. табл. 10). Такое небольшое количество их объясняется мало благоприятными для обитания строматопороидей фациальными условиями яаниского времени и малочисленностью обнажений, откуда изученный материал происходит.

В яаниское время произошло заметное обновление видового и родового состава фауны строматопороидей по сравнению с позднелландоверийским временем. Если исключить случайный транзитный вид *Clathrodictyon kudriavzevi*, то в яаниском горизонте характерные лландоверийские формы уже отсутствуют. Доминируют виды впервые появившихся здесь родов *Stromatopora*, *Simplexodictyon* и *Densastroma*, характерных для венлокской и более молодых фаун многих регионов.

Наиболее распространенным видом является *Stromatopora impexa* — самый древний представитель семейства Stromatoporidae в Эстонии.

Два вида яаниского горизонта — *Simplexodictyon simplex* и *Densastroma pexisum* — заслуживают особого внимания, так как представители их известны из венлока и верхнего лландовери некоторых других регионов: *S. simplex* — из венлока Англии и серии Клинтон Канады, а *D. pexisum* — из китайгородского горизонта Подолии. Кроме *Clathrodictyon affabile*, все другие виды яаниского горизонта были установлены К. Мори (Mori, 1968) из мергелей висбю о. Готланд. *D. pexisum* распространяется там также в мергелях Слите.

*Simplexodictyon simplex* и *Densastroma pexisum* в больших количествах встречаются в вышележащем яагарахуском горизонте, что вместе с широким географическим распространением этих видов подчеркивает их меньшую зависимость от фаций по сравнению со специфическими для яаниского горизонта видами *Stromatopora impexa* и *Clathrodictyon affabile*.

Строматопороидеи яагарахуского горизонта связаны главным образом с детритовыми, биоморфными и биогермными известняками пангамягиских слоев в западной части о. Сааремаа. На востоке выходов, где породы обычно вторично доломитизированы, только в обнажении Тыре сохранность строматопороидей достаточна для определения.

Комплекс строматопороидей яагарахуского горизонта богаче яаниского, но их качественные различия весьма несущественны. Это тем более примечательно, что названные горизонты в литологическом отношении значительно отличаются. В яагарахуском горизонте появляется впервые лишь род *Diplostroma*.

Строматопороидеи участвуют и в построении яагарахуских биогермов. В карьере Яагараху основным рифостроителем является только один вид — *Actinodictyon ? tenue*. Остальные виды в биогермах не встречены.

Среди видов, широко распространенных вне биогермов, наибольшее значение имеют встречающиеся также в яаниском горизонте

*Densastroma pexisum* и *Simplexodictyon simplex*. Наряду с ними вне биогермов найдены специфические для яагарахуского горизонта виды *Ecclimadictyon astrolaxum* и *Diplostroma validum*. Из яагарахуских видов *Actinodictyon*? *tenue* и *A.*? *vikingi* встречены на о. Готланд в известняках Хёгклинт и Тофта, *E. astrolaxum*, *E. robustum*, *E. macrotuberculatum* и *Diplostroma validum*, распространенные на Сааремаа в межбиогермных отложениях яагарахуского времени, на о. Готланд обнаружены в слоях Слите.

## Лудлов

Лудловская фауна строматопороидей Эстонии довольно четко отличается от венлокской. В ней резко возрастает значение актиностроматид (роды *Densastroma*, *Plectostroma*, *Pseudolabechia*), строматопорид (*Stromatopora*, *Syringostromella*) и актиностромеллид (*Parallelostroma*). Последнее семейство в венлоке Эстонии еще не встречалось. В то же время практически утратили значение клатродикциниды: *Ecclimadictyon*, по всей вероятности, трансформируется в лудлове в *Plexodictyon*, в то время как *Clathrodictyon* встречается еще лишь в самых низах лудлова.

Характерными лудловскими родами можно считать *Densastroma* и *Parallelostroma*. Последний род в Эстонии в более древних отложениях неизвестен. Следует отметить, что и некоторые другие роды (*Lophiostroma*, *Pseudolabechia*, *Syringostromella*) являются в Эстонии иммигрантами, расселившимися здесь лишь в лудлове, в то время как в некоторых других регионах они известны из более древних слоев.

Большинство лудловских родов строматопороидей в Эстонии являются практически космополитами, свидетельствуя о существовании в этом веке тесных связей между фаунами Палеобалтийского бассейна и других морей.

В роотсикюласком горизонте строматопороидеи встречаются редко, и до недавнего времени господствовало мнение об их полном отсутствии. В последние годы они были обнаружены в западной части выхода горизонта, в кууснымметских и везикуских слоях (обн. Эльда, Кууснымме, Вийта-Лаази). Там в прослоях известняков встречаются местами обильно *Ecclimadictyon robustum* и *Clathrodictyon? stelliparratum*. Специфические виды строматопороидей роотсикюлаского горизонта отсутствуют. Один вид — *Ecclimadictyon robustum* — общий с нижележащим яагарахуским горизонтом, остальные два — *Clathrodictyon? stelliparratum* и *Densastroma podolicum* — распространены в вышележащем паадласком горизонте. Родовой состав строматопороидей роотсикюлаского горизонта также мало характерен, однако бросается в глаза, что подавляющее большинство изученных экземпляров относится к характерным раннесилурийским родам *Clathrodictyon* и *Ecclimadictyon*. Поэтому строматопоровая фаунула роотсикюлаского горизонта имеет еще венлокский облик.

Паадлаский горизонт. По родовому разнообразию в силуре Эстонии первое место занимает комплекс строматопороидей паадлаского горизонта, в котором насчитывается 12 родов. Такое разнообразие объясняется наличием в этом горизонте биогермных известняков, с которыми связана подавляющая часть паадласких строматопороидей. Паадлаская фауна строматопороидей довольно четко обособлена: из 16 видов только два известны из роотсикюлаского горизонта и столько же переходит в вышележащие горизонты.

В низах паадлаского горизонта, в саувереских слоях, строматопороидеи крайне редки — до сих пор известен лишь один экземпляр вида *Parallelostroma typicum* из обнажения Атла. В средней части горизонта, в химмистеских слоях, многочисленны представители рода *Densastroma* (*Densastroma podolicum* и *D. himmestum*). Пока только из этих слоев известны виды *Stromatopora bekkeri* и *Clathrodictyon mohicanum* — последний типичный представитель этого рода в силуре Эстонии.

Верхняя часть паадлаского горизонта, когуласские слои, отличается своим довольно четко обособленным комплексом строматопороидей. Последние распространяются главным образом в западной части о. Саремаа, где когуласские слои представлены биогермными и детритовыми известняками, рассматриваемыми в настоящей работе в качестве катриской пачки. В этой пачке наряду с некоторыми видами, общими для всего горизонта, распространяются *Plexodictyon katriense, Simplexodictyon convictum, Diplostroma yavorskyi, Syringostromella borealis,* которые до сих пор не были обнаружены в нижней и средней частях паадлаского горизонта.

Строматопороидеи являются главными строителями паадласких биогермов. В образовании их принимали участие многие виды, причем бо́льшую роль играли актиностроматиды. В более древних биогермах, встречающихся в химмистеских слоях (напр., Рийумяги), доминируют *Densastroma podolicum, D. himmestum* и *Stromatopora bekkeri.* В катриских биогермах наиболее часты *Plectostroma intermedium, P. mirificum, Syringostromella borealis, Pseudolabechia* sp.

Из сказанного следует, что комплекс строматопороидей паадлаского горизонта сравнительно сильно дифференцирован. Только немногие виды распространяются по всему горизонту. К таковым относится прежде всего *Parallelostroma typicum,* встречающийся как в биогермах, так и вне их. Сравнительно широко развиты также *Lophiostroma schmidti* и *Densastroma podolicum.*

Многие виды паадлаского горизонта очень близки к формам, описанным из других, довольно отдаленных регионов. Наиболее тесно связаны между собой комплексы строматопороидей паадлаского горизонта Эстонии и малиновецкого горизонта Подолии. Общими для них являются следующие виды: *Simplexodictyon convictum, Plectostroma intermedium, Densastroma podolicum, Parallelostroma typicum.*

Исходя из того, что строматопороидеи паадлаского горизонта в общем довольно узкофациальные, такое большое число общих с малиновецким горизонтом Подолии видов приобретает большое корреляционное значение.

Кроме того известно, что вид *Lophiostroma schmidti* встречается на о. Готланд в слоях Хемсе и Хамра. В первых автору удалось определить также виды *Simplexodictyon convictum, Diplostroma yavorskyi, Syringostromella borealis, Densastroma podolicum,* что подтверждает правильность корреляции паадлаского горизонта со слоями Хемсе.

В курессаареском горизонте, представленном главным образом мергелями и глинистыми известняками, строматопороидеи малочисленны. Известны лишь виды *Densastroma astroites* (обн. Кудяпе) и *Parallelostroma typicum* (обн. Лооде). Оба этих вида — проходящие и встречаются в ниже- и вышезалегающих горизонтах.

### Даунтон

Фауна строматопороидей даунтона Эстонии по родовому и семейственному составу мало отличается от лудловской. Сравнению их препятствует малочисленность изученного материала из даунтонских отложений. Единственным родом, который в Эстонии не встречается в нижележащих ярусах, является *Actinostromella*. В Канаде же представители этого рода известны уже из серии Ниагара. Наиболее многочисленны среди строматопороидей даунтона Эстонии именно представители семейства Actinostromellidae, составляющие $^2/_3$ всех изученных видов и экземпляров. Поэтому даунтонская фауна строматопороидей Эстонии кажется более однообразной и бедной по сравнению с фауной лудлова. Возможно, что это связано с ухудшением условий обитания названной группы фауны вследствие продолжающейся регрессии силурийского Палеобалтийского бассейна.

Комплекс строматопороидей каугатумаского горизонта охарактеризован еще неполно, так как обнажения его немногочисленны и многие отрезки разреза не обнажаются.

Строматопороидеи, встречающиеся чаще всего в прослоях криноидных известняков, местами обильны и образуют даже небольшие биостромы. Такие слои чередуются со слоями, лишенными строматопороидей.

Комплекс строматопороидей каугатумаского горизонта довольно тесно связан с лудловским: из шести видов три встречаются в нижележащих горизонтах, среди них виды *Parallelostroma typicum* и *Densastroma astroites*.

Последний вид появился в самых верхах паадлаского горизонта, но в массовом количестве встречается уже в каугатумаском горизонте.

Руководящими для каугатумаского горизонта видами являются *Actinostromella vaiverensis*, *Parallelostroma tuberculatum* и *P. minosi*.

Обеднение комплекса строматопороидей каугатумаского горизонта по сравнению с лудловским произошло в результате исчезновения представителей более древних групп — семейств Clathrodictyidae и Stromatoporellidae. Наибольшее значение в каугатумаской фауне имеют представители Actinostromellidae, особенно род *Parallelostroma*.

В самом молодом, охесаареском горизонте силура Эстонии строматопороидей, несмотря на тщательные поиски, не удалось обнаружить. Правда, В. Н. Рябинин (1951) отметил находку *Clathrodictyon* sp. из охесаареского горизонта, но единственный обломок этой формы собран, видимо, из галечника на берегу моря и не является местным. Изучение коллекции В. Н. Рябинина показало, что этот обломок ценостеума относится к виду *Clathrodictyon boreale*. Характер окружающей породы и самого экземпляра указывает на его происхождение из юруского горизонта.

## ТАБУЛЯТЫ

Первые сведения о видовом составе и распространении силурийских табулят Эстонии содержатся в работах Э. Эйхвальда (Eichwald, 1829, 1854, 1860), Ф. Шмидта (Schmidt, 1858) и Р. Фишера-Бензона (Fischer-Benzon, 1871), но основу их систематическому исследованию заложил Б. С. Соколов, опубликовавший в 1951 и 1952 гг. ряд монографий. Данные предшествующих исследований в последние годы дополнены работами Э. Клааманна (1959—1966). В итоге в силурийских отложениях

Таблица 11

**Распространение табулят в силуре Эстонии**

| Виды | Лландовери | | | Венлок | | Лудлов | | | Даунтон | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
| | Зона *Palaeofavosites paulus* | Зона *Parastriatopora celebrata* | Зона *Mesofavosites obliquus* | Зона *Favosites jaaniensis* | Зона *Coenites juniperinus* | Зона *Parastriatopora commutabilis* | Зона *Thecia swinderniana* | Зона *Favosites effusus* | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | | |
| Favositidae | | | | | | | | | | |
| *Palaeofavosites schmidti* Sokolov | + | | + | | | | | | | |
| *Pf. alveolaris* (Goldfuss) | + | + | + | | | | | | | |
| *Pf. oelaensis* Klaamann | + | | | | | | | | | |
| *Pf. aaloei* Klaamann | + | | | | | | | | | |
| *Pf. forbesiformis* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf. balticus* (Rukhin) | + | + | + | | | | | | | |
| *Pf. limbergensis* Sokolov | + | + | + | | | | | | | |
| *Pf. rudis* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf. juuru* Klaamann | + | | | | | | | | | |
| *Pf. paulus* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf. dagoensis* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf. raikuelaensis* Sokolov | | + | | | | | | | | |
| *Pf. aliquantulus* Klaamann | | | + | | | | | | | |
| *Pf. porosus* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf. hirtus* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf. ignotus* Klaamann | + | | | | | | | | | |
| *Pf. hystrix* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf. primus* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf. mysticus* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf. felix* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf. mirus* Sokolov | + | + | | | | | | | | |
| *Pf. vexatus* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf. optatus* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf. karinuensis* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Pf.* aff. *arcticus* Poulsen | | | + | | | | | | | |
| *Pf.* aff. *poulseni* Teichert | | | + | | | | | | | |
| *Pf. jaaniensis* Sokolov | | | + | | | | | | | |
| *Pf. luxuriosus* Klaamann | | | + | | | | | | | |
| *Pf. septosus* Sokolov | | | + | | | | | | | |
| *Pf. luhai* Sokolov | | | + | ? | | | | | | |
| *Pf. suurikuensis* Klaamann | | | | + | | | | | | |
| *Pf. tersus* Klaamann | | | | | + | | | | | |
| *Pf. collatatus* Klaamann | | | | | + | | | | | |
| *Pf. parilis* Klaamann | | | | | + | | | | | |
| *Pf. pauculus* Klaamann | | | | | + | | | | | |
| *Pf. moribundus* Sokolov | | | | | | | | | + | |
| *Pf. finitimus* Klaamann | | | | | | | | | + | |
| *Mesofavosites dualis* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Mf. silicificatus* Klaamann | + | | | | | | | | | |
| *Mf. fleximurinus* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Mf. similis* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Mf. kiltsiensis* Klaamann | + | | | | | | | | | |
| *Mf. inferior* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *Mf. multiporus* Sokolov | + | + | | | | | | | | |
| *Mf. fortis* Klaamann | + | | | | | | | | | |
| *Mf. validus* Klaamann | | | + | | | | | | | |
| *Mf. alveolitoides* Sokolov | | | + | | | | | | | |
| *Mf. obliquus* Sokolov | | | + | | | | | | | |
| *Mf. secundus* Klaamann | | | | + | | | | | | |

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | | |
| *Mf. imbellis* Klaamann | | | | + | | | | | | |
| *Favosites antiquus* Sokolov | + | | | | | | | | | |
| *F. gothlandicus* Lamarck | | + | + | | | | | | | |
| *F. privatus* Sokolov | | + | | | | | | | | |
| *F. praemaximus* Sokolov | | + | | | | | | | | |
| *F. subfavosus* Klaamann | | + | | | | | | | | |
| *F. favosus* (Goldfuss) | | | + | | | | | | | |
| *F. favosiformis* Sokolov | | | + | | | | | | | |
| *F. hisingeri* Milne-Edwards. & Haime | | | + | | | | | | | |
| *F. fallax* Sokolov | | | + | | | | | | | |
| *F. adaverensis* Sokolov | | | + | | | | | | | |
| *F. abnormis* Poulsen | | | + | | | | | | | |
| *F. kalevi* Klaamann | | | + | | | | | | | |
| *F. ingens* Klaamann | | | + | | | | | | | |
| *F. jaaniensis* Sokolov | | | | + | | | | | | |
| *F. serratus* Sokolov | | | | + | | | | | | |
| *F. subforbesi Sokolov* | | | | + | | | | | | |
| *F. desolatus* Klaamann | | | | + | | | | | | |
| *F. mirandus* Sokolov | | | | | + | | | | | |
| *F. caelestis* Klaamann | | | | | | + | | | | |
| *F. opinabilis* Klaamann | | | | | | + | | | | |
| *F. similis* Sokolov | | | | | | + | + | | + | + |
| *F. forbesi* Milne-Edwards & Haime | | | | | | | + | + | + | + |
| *Favosites pseudoforbesi pseudoforbesi* Sokolov | | | | | | | + | | | |
| *F. pseudoforbesi muratsiensis* Sokolov | | | | | | | | | + | |
| *F. pseudoforbesi ohesaarensis* Klaamann | | | | | | | | | | + |
| *F. kogulaensis* Sokolov | | | | | | | + | | | |
| *F. subgothlandicus* Sokolov | | | | | | | + | | | |
| *F. eichwaldi* Sokolov | | | | | | | | | + | |
| *F. terraenovae* Tchernychev | | | | | | | | | + | |
| *F.* cf. *yermolaevi* Tchernychev | | | | | | | | | + | |
| *F. effusus* Klaamann | | | | | | | | + | + | + |
| *F. vectorius* Klaamann | | | | | | | | | | + |
| *F. vicinalis* Klaamann | | | | | | | | | + | |
| *F. humilis* Sokolov | | | | | | | | | | + |
| *Multisolenia tortuosa* Fritz | | + | | | | | | | | |
| *M. tortuosaeformis* Klaamann | | + | | | | | | | | |
| *M. temperans* Klaamann | | + | | | | | | | | |
| *M. excelsa* Klaamann | | | | | + | | | | | |
| *Mesosolenia reliqua* (Sokolov) | | | | | | | | | + | |
| Syringolitidae | | | | | | | | | | |
| *Syringolites kunthianus* (Lindström) | | | | + | | | | | | |
| Thamnoporidae | | | | | | | | | | |
| *Parastriatopora celebrata* Klaamann | | + | | | | | | | | |
| *P. mirifica* Klaamann | | + | | | | | | | | |
| *P. commutabilis* Klaamann | | | | | | + | | | | |
| *P. coreaniformis* (Sokolov) | | | | | | | + | | | |
| *Thamnopora ? undvaensis* Klaamann | | | | + | | | | | | |
| *Cladopora ? perrara* Klaamann | | | | | + | | | | | |
| Theciidae | | | | | | | | | | |
| *Thecia* sp. | | | | + | | | | | | |
| *Th. saaremica* Klaamann | | | | | + | | | | | |
| *Th. confluens* (Eichwald) | | | | | + | | | | | |

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | | |
| *Th. swinderniana* (Goldfuss) | | | | | | | + | | | |
| *Th.* ? *tenuicula* (Klaamann) | | | | + | | | | | | |
| *Romingerella estonica* Sokolov | | | | | + | | | | | |
| *Laceripora cribrosa* Eichwald | | | | | | | + | | | |
| Alveolitidae | | | | | | | | | | |
| *Subalveolites panderi* Sokolov | | | + | + | | | | | | |
| *S. eichwaldi* Sokolov | | | + | | | | | | | |
| *S. sokolovi* Klaamann | | | | + | | | | | | |
| *S. callosus* Klaamann | | | | | + | | | | | |
| *Subalveolites* sp. | | | | | | | + | | | |
| *Subalveolitella minuscula* Klaamann | | | + | | | | | | | |
| *Sub. majuscula* Klaamann | | | + | | | | | | | |
| Coenitidae | | | | | | | | | | |
| *Placocoenites pellicula* Klaamann | | | + | | | | | | | |
| *Coenites juniperinus* Eichwald | | | | | + | | | | | |
| Syringoporidae | | | | | | | | | | |
| *Syringopora* sp. | | + | | | | | | | | |
| *Syr. schmidti* Tchernychev | | | | | | | + | | | |
| *Syr. multifaria* Klaamann | | | | | | | + | | ? | |
| *Syr. affabilis* Klaamann | | | | | | | + | | | |
| *Syr. blanda* Klaamann | | | | | | | | | + | |
| Halysitidae | | | | | | | | | | |
| *Catenipora arctica* (Tchernychev) | + | | | | | | | | | |
| *C.* cf. *gotlandica* (Yabe) | + | | | | | | | | | |
| *C. gotlandica* (Yabe) | + | | | | | | | | | |
| *C. septosa* (Klaamann) | + | | | | | | | | | |
| *C. martinssoni* Klaamann | + | | | | | | | | | |
| *C. approximata* Eichwald | + | | | | | | | | | |
| *C. copulata* Klaamann | | + | | | | | | | | |
| *C. exilis* Eichwald | | | + | | | | | | | |
| *C. elegans* (Fischer-Benzon) | | | + | | | | | | | |
| *C. distants* Eichwald | | | + | | | | | | | |
| *C. maxima* (Fischer-Benzon) | | | + | | | | | | | |
| *C. panga* Klaamann | | | + | + | | | | | | |
| *C. vespertina* Klaamann | | | | + | | | | | | |
| *Halysites priscus* Klaamann | + | | | | | | | | | |
| *H. regularis* Fischer-Benzon | | | + | | | | | | | |
| *H. senior* Klaamann | | | | + | | | | | | |
| *H. junior* Klaamann | | | | | + | | | | | |
| Billingsariidae | | | | | | | | | | |
| *Vacuopora kaljoi* Klaamann | | + | | | | | | | | |
| Auloporidae | | | | | | | | | | |
| *Aulopora assueta* Klaamann | | | + | | | | | | | |
| *A. celsa* Klaamann | | | + | | | | | | | |
| *A. enodis* Klaamann | | | | + | | | | | | |
| *A. necopina* Klaamann | | | | | | | | + | | |
| *A. amica* Klaamann | | | | | | | | | | + |
| *Mastopora incrustata* Sokolov | | | | + | | | | | | |
| *M. foederata* Klaamann | | | | | + | | | | | |
| Aulocystidae | | | | | | | | | | |
| *Adaverina adaverensis* (Klaamann) | | | + | | | | | | | |
| *A. acclinis* (Klaamann) | | | + | | | | | | | |
| Sinoporidae | | | | | | | | | | |
| *Sinopora operta* Klaamann | | + | | | | | | | | |
| *S. callosa* Klaamann | | | + | | | | | | | |

Эстонии выявлен богатый и разнообразный комплекс табулят, имеющий большое биостратиграфическое и палеонтологическое значение, и разработана схема расчленения силурийского разреза на местные зоны по табулятам.

Силурийский период был временем расцвета Favositiidae и поэтому в силурийской фауне табулят Эстонии представители этого семейства занимают доминирующее положение (более 60% от общего числа видов). Следующие по численности видов места занимают семейства Halysitidae (встречаются только в раннем силуре), Theciidae (венлок — лудлов) и Alveolitidae (поздний лландовери — лудлов).

Около 60% всех видов — местные, однако на уровне рода биогеографическая специфика силурийских табулят Палеобалтийского бассейна проявляется сравнительно слабо. Особенно в раннем и среднем лландовери, когда все без исключения виды принадлежали к космополитным родам.

Отложения, вмещающие остатки табулят, являются осадками мелкого моря; в более глубоководных участках бассейна, отложения которых вскрыты бурением в Средней Прибалтике, табуляты практически отсутствуют. Благоприятное влияние на численность табулят оказывали рифовые фации, особенно в юруское, яагарахуское и паадлаское времена, когда количество и разнообразие табулят в отмельной фации было значительно больше по сравнению со смежными фациями. Однако на некоторых этапах влияние внешней среды на состав фауны имело явно второстепенное значение и на первый план выступил эволюционный фактор. Так это было в позднем лландовери, когда группы табулят, распространенные в силуре Эстонии, достигли кульминации в своем развитии и произошла их интенсивная дивергенция, приведшая к образованию многих видов.

О видовом составе и стратиграфическом распространении силурийских табулят Эстонии (146 видов) дает представление табл. 11.

### Лландовери

Лландовери Эстонии характеризуется расцветом родов *Palaeofavosites* и *Mesofavosites* и почти полным отсутствием в первой половине века представителей *Favosites*. Фавозиты появились (одновременно с мультисептениями и парастриатопорами), по всей вероятности, на границе раннего и среднего лландовери и были до конца века представлены крупноячеистыми формами (группа *Favosites gothlandicus*). Из инкоммуникатных табулят для раннего лландовери характерны катенипоры из группы *Catenipora gotlandica*, а для позднего — представители группы *C. exilis* Eichw. или *C. maxima*, имевшие соответственно или правильное гексагональное расположение кораллитов, или кораллиты очень крупных размеров. В среднем лландовери хализитид почти нет. По табулятам лландоверийский ярус Эстонии может быть подразделен на три зоны, равные по объему горизонтам. Это зоны *Palaeofavosites paulus* (юруский горизонт), *Parastriatopora celebrata* (райккюлаский горизонт) и *Mesofavosites obliquus* (адавереский горизонт).

Нижняя граница лландовери определяется по табулятам довольно точно, но она не резкая, так как родовой состав их почти не изменяется. В течение всего ашгилльского века и раннего лландовери происходило постепенное появление и исчезновение целого ряда кратковременно существующих видовых комплексов. Наиболее заметное количественное обновление фауны табулят произошло в начале поркунискоro времени. Но появившийся в это время комплекс табулят состоит из

стенофациальных видов, и именно это придает поркунискому комплексу облик, на первый взгляд сильно отличающийся от облика более раннего комплекса. Его ашгилльский возраст доказывается присутствием тетрадиид и сарцинулид — типичных ордовикских представителей табулят, а также наличием некоторых видов, общих с пиргуским горизонтом.

Заведомо силурийский комплекс табулят развивается впервые в самых низах юруского горизонта. Согласно данным глубокого бурения в Средней Эстонии (скв. Выхма, Сулуствере и Кабала), непосредственно над кровлей поркуниского горизонта появляются *Halysites priscus* и *Catenipora arctica*. Первое появление рода *Halysites*, по новейшим данным, отмечается именно в низах лландовери. Об этом свидетельствуют, например, данные с хребта Чингиз (Бандалетов и др., 1965), где *Halysites* встречен в самых низах лландовери, в альпейской свите, вместе со стрикалндиидами и *Catenipora gotlandica*. То же самое наблюдается и в Эстонии.

Типичный силурийский вид *C. arctica* появляется, по данным Б. С. Соколова и Ю. И. Тесакова (1963), на Сибирской платформе, в северо-западной части Тунгусской синеклизы, над сланцами, часть которых по находкам граптолитов отнесена к нижнему и часть — к среднему лландовери.

Приблизительно одновременно с названными хализитидами появляются и специфические для всего лландовери палеофавозиты: *Palaeofavosites alveolaris*, *Pf. balticus*, *Pf. limbergensis*.

Комплекс табулят юруского горизонта по родовому составу весьма беден — около 80% его видов принадлежат к родам *Palaeofavosites* и *Mesofavosites*; в нижней половине горизонта местами часты и катенипоры. Руководящими для горизонта являются *Pf. paulus* и *Pf. forbesiformis*, которые вместе с представителями упомянутой специфической для лландовери группы палеофавозитов образуют наиболее часто встречающуюся ассоциацию. Однако бóльшая часть юруских видов существовала довольно короткое время или проявляла явную приуроченность к определенным фациям. Видов узкого вертикального распространения больше всего в нижней половине варболаской пачки: кроме уже названных хализитид, к ним присоединяются *Palaeofavosites alveolaris, Pf. balticus, Pf. limbergensis*.

Наиболее разнообразен комплекс табулят рифовой фации (хиллистеской пачки). Условия этой фации были благоприятны для дивергенции рода *Mesofavosites*, давшей здесь ряд специфических видов (*Mf. kiltsiensis*, *Mf. fortis*). Весьма часты как в этой пачке, так и в ее возрастном аналоге — каринуской пачке представители *Mf. fleximurinus*. Из палеофавозитов только с отложениями хиллистеской пачки связаны *Palaeofavosites porosus, Pf. hystrix*, *Pf. felix, Pf. ignotus*, а также весьма редкие находки древнейших фавозитов Прибалтики — *Favosites antiquus*.

Специфический комплекс каринуской пачки образуют *Pf. vexatus*, *Pf. optatus*, *Pf. karinuensis*, *Mf. inferior*.

Таким образом, характернейшей чертой комплекса табулят юруского горизонта является сильное преобладание рода *Palaeofavosites*. В отличие от палеофавозитов позднего ордовика, юруские более мелкоячеисты — диаметр их кораллитов обычно не превышает 2 мм. Кроме того, значительную часть их составляют виды широкого географического распространения, известные из лландовери Арктики (особенно Восточного Таймыра), Сибири и Таджикистана.

В низах райккюлаского горизонта видовой и родовой состав табулят значительно обновляется. Нижнюю границу горизонта,

маркированную массовым появлением экземпляров *Favosites gothlandicus*, не переходят такие господствовавшие в подстилающих слоях виды, как *Palaeofavosites paulus*, *Pf. forbesiformis*, *Mesofavosites dualis*, *Mf. fleximurinus*, катенипоры из группы *Catenipora gotlandica* и др. Заметно сокращается встречаемость палеофавозитов вообще. Их место занимают крупноячеистые фавозиты из группы *F. gothlandicus*. На рассматриваемом стратиграфическом уровне впервые в Прибалтике появляются *Parastriatopora*, *Multisolenia*, *Syringopora*, *Vacuopora* и *Sinopora*. Наряду с *F. gothlandicus* в райккюласком горизонте очень широко распространяются ветвистые табуляты, послужившие основанием для выделения этой части разреза в качестве зоны *Parastriatopora celebrata*. Комплекс табулят этой зоны хорошо обособлен от комплексов ниже- и вышележащих слоев. Из 19 видов зоны лишь четыре — общие с юруским горизонтом, причем три из них — проходящие виды с широким стратиграфическим диапазоном. В адавереский горизонт переходит (кроме трех проходящих видов *Palaeofavosites*) только *F. gothlandicus*. Последний вид является общеизвестным космополитом и найден в лландоверийских и венлокских отложениях Европы, Азии, Северной Америки и Австралии. Судя по новейшим корреляциям отложений карбонатной и терригенной фаций (Кальо, 1967; Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967), первые *F. gothlandicus* появляются в Прибалтике на уровне зоны *Pristiograptus gregarius*, а исчезновение вида происходит, по всей вероятности, на уровне верхов зоны *Monograptus crenulatus*. Таким образом, появление рассматриваемого фавозита может служить в Прибалтике основой для проведения границы между нижним и средним лландовери, его исчезновение — между лландовери и венлоком.

Новое значительное обновление комплекса табулят отмечается в адавереском горизонте. В начале адавереского времени впервые появляются альвеолитиды (*Subalveolites*, *Subalveolitella*), ценитиды (*Placocoenites*), получают широкое распространение аулопориды (*Aulopora*, *Romingeria*, *Adaverina*, *Sinopora*), наступает расцвет *Catenipora*. Но кульминировали и другие группы табулят. Количество видов достигало в то время 39, количество родов — 11. Из райккюлаского горизонта перешли только члены свойственной всему лландовери группы палеофавозитов и *F. gothlandicus*. Общих видов с вышележащим яаникским горизонтом еще меньше — лишь *Subalveolites panderi* и *Catenipora panga*. При этом в родовом составе табулят обоих горизонтов больших отличий не наблюдается.

Бо́льшая часть известных видов установлена из нижних слоев горизонта в Западной Эстонии, где в обнажениях Кесквере, Таммикээре, Вяйке-Рыуде и Пяри выходят глинистые коралловые известняки. Судя по разрезу скважины Кирикукюла, эти слои охватывают примерно нижние 10 м горизонта. В рассматриваемом интервале разреза наиболее часто встречаются *Pf. jaaniensis*, *Pf. septosus*, *Pf. aliquantulus*, *Mesofavosites obliquus*, *Mf. alveolitoides*, *Favosites gothlandicus*, *Subalveolites eichwaldi*, *Catenipora elegans* и *C. maxima*.

В Средней Эстонии в адавереском горизонте кораллов мало и они имеют неудовлетворительную сохранность. Здесь обнаружены все без исключения фавозитиды, большинство которых приурочено только к этим слоям (*Pf.* aff. *arcticus*, *Pf.* aff. *poulseni*, *Favosites hisingeri*, *F. fallax*, *F. adaverensis*).

В целом представители табулят адавереского горизонта имеют ряд характерных морфологических признаков, позволяющих легко отличать их от венлокских или от более ранних лландоверийских табулят. Эти признаки следующие:

1) для появляющихся в это время палеофавозитов характерен исключительно хорошо развитый септальный аппарат (напр. *Pf. septosus, Pf.* aff. *poulseni, Pf. jaaniensis. Pf. luxuriosus*);

2) мезофавозиты этого времени прямостенные, в то время как среди более ранних *Mesofavosites* часто наблюдаются виды с гофрированной стенкой кораллитов;

3) фавозиты крупноячеистые и имеют такой же тип строения, как и *F. gothlandicus — F. favosus*;

4) хализитидам свойственно равномерное петельчатое строение полипняка (напр., *Catenipora exilis, C. elegans*) или наличие видов с необычайно крупными кораллитами (напр., *C. distans, C. maxima*).

После райккюлаского времени, когда состав фауны табулят был довольно эндемичным, адавереский комплекс (особенно фавозитиды) отличался наличием большого числа видов широкого географического распространения, особенно видов, обитавших в это время в Северо-Американском, Сибирском и Средне-Азиатском бассейнах. Много общего элемента отмечается в сообществах табулят адавереского горизонта и верхних мергелей Висбю о. Готланд (напр., *Palaeofavosites aliquantulus, Mesofavosites obliquus* и др.). Но в то же время из этих отложений Готланда известны и такие виды узкого вертикального распространения, как *Syringolites kunthianus, Thamnopora* (?) *calyculata, Favosites jaaniensis*, которые в Северной Прибалтике никогда не спускаются в лландовери. Это показывает, что верхняя часть мергелей Висбю может иметь уже венлокский возраст.

## Венлок

Табуляты венлока, особенно яагарахуского горизонта, отличаются большим разнообразием. Количество родов достигает в венлоке своего максимума в силуре Эстонии, существенно обновляется и видовой состав. Но при этом яаниские и яагарахуские табуляты заметно связаны с райккюласкими и адаверескими, что позволяет говорить о крупном средне-позднелландоверийско-венлокском этапе в развитии силурийских табулят Прибалтики. По табулятам в венлоке Эстонии, как и в лландовери, выделены две зоны, соответствующие отдельным горизонтам: зона *Favosites jaaniensis* (яаниский горизонт) и зона *Coenites juniperinus* (яагарахуский горизонт).

Яаниский горизонт выделяется по табулятам как зона *Favosites jaaniensis*. Количество видов в ней по сравнению с подстилающей зоной *Mesofavosites obliquus* сократилось. Почти полностью исчезают палеофавозиты (остается лишь один вид — *Pf. suurikuensis*), а *Mesofavosites* и *Favosites* представлены только 2—4 видами. Исчезают также аулоцистиды, из хализитид встречаются лишь представители одного вида *Halysites* и двух видов *Catenipora*. Последние характеризуются признаками, свойственными видам группы *Catenipora escharoides*.

Но в то же время появляются и новые роды: *Syringolites* из фавозитид (этот род встречен в Эстонии только в яаниском горизонте), тециниды (*Thecia*), проблематические тамнопориды и исключительно редкий род *Mastopora*. Конец яаниского времени характеризуется исчезновением в Прибалтийском бассейне родов *Mesofavosites* и *Catenipora*.

Как видно из таблицы стратиграфического распространения силурийских табулят Эстонии (табл. 11), комплекс яаниских табулят в ней сильно сокращен по сравнению с данными прежних исследований (Со-

колов, 1952; Клааманн, 1961, 1964). Это объясняется тем, что в список включены только названия видов, несомненно происходящих из коренных обнажений яниского горизонта. Поэтому в яанискую ассоциацию видов не включены *Pf. jaaniensis*, *Pf. septosus*, *Mf. obliquus*, *Mf. alveolitoides*, *F. abnormis*, *F. gothlandicus*, *F. favosus* и *Subalveolites eichwaldi*, по новейшим данным, имеющие адавереский возраст. Полностью исключена большая группа видов (*Pf. saaremicus*, *Pf. tenuis*, *Mf. bonus*, *Mf. major*, *F. exilis*, *F. lichenarioides*, *F.* cf. *bowerbanki*, *F. multicarinatus*, *F. oculiporoides*), описанных только из берегового галечника и нигде еще не найденных в коренном залегании.

В яагарахуском горизонте (зоне *Coenites juniperinus*) разнообразие табулят снова увеличивается. Это объясняется прежде всего более благоприятными условиями отмельной фации в яагарахуское время.

Довольно четко выделяются три последовательных комплекса табулят. Наиболее разнообразный из них приурочен к нижней половине горизонта, к пангамягиским слоям, представленным кораллово-строматопоровыми биогермными известняками. В западной части о. Сааремаа древнейшие из этих биогермов, по данным бурения, сложены преимущественно тонкими ветвистыми колониями *Coenites juniperinus*, а в восточных районах острова (напр., клиф Ойу) в биогермах этого времени ведущую роль, вероятно, играли водоросли и хализитиды.

Выше по разрезу в пангамягиских известняках (Сепизе) развит очень богатый комплекс табулят, в котором кроме ценитид в массовом количестве встречаются *Palaeofavosites collatatus*, *Pf. parilis*, *Thecia confluens*, *Multisolenia excelsa*, *Barrandeolites* sp., *Aulopora enodis*, *Halysites junior*. Из гелиолитоидей к ним добавляется *Heliolites decipiens*, весьма частый уже в нижележащем яаниском горизонте. Большинство видов приведенного выше комплекса установлено в последнее время совместно и на о. Готланд, в слоях Слите.

В несколько более молодых строматопоровых биогермах, обнажающихся в карьерах Яагараху, из табулят многочисленно представлен только *Favosites mirandus*; появившиеся в этой части силурийского разреза Эстонии роды *Romingerella* и *Cladopora* (?) встречаются в виде редких экземпляров.

В маазиских слоях из видов пангамягиского комплекса сохраняются только *Coenites juniperinus* и *Halysites junior*, но доминируют появившиеся новые виды, в частности *Palaeofavosites tersus* и *Pf.*? *frivolus*, которым сопутствуют *Thecia saaremica* и *Pf. pauculus*.

В позднеяагарахуское время в фауне табулят происходили существенные изменения. В результате этого в сайкласких слоях встречаются лишь крайне однообразные и в то же время специфические формы — многочисленные неправильно-корковидные альвеолитиды. Начиная с этих слоев уже полностью отсутствует род *Palaeofavosites*, давший в течение всего предыдущего времени наибольшее количество видов, а также *Multisolenia*, хализитиды и практически все гелиолитоидеи. Палеофавозиты вновь появляются еще в каугатумаское время, но эти виды представляют собой уже реликты, как и редкие экземпляры *Heliolites* того времени. По сравнению с другими районами исчезновение мезофавозитов, мультисолений и хализитид произошло в Прибалтике очень рано, и в этом немаловажное значение имело начавшееся в позднеяагарахуское время изменение среды — замена отмельной фации менее благоприятными для существования кораллов фациями.

## Лудлов

Табуляты лудлова Эстонии не отличаются большим родовым разнообразием. Главным элементом их являются фавозиты, особенно виды с типом строения *Favosites forbesi*. В низах яруса значительную роль играют и парастриатопоры — *Parastriatopora commutabilis*, в верхней половине часты тецииды — *Thecia swinderniana* и *Laceripora cribrosa*. Многочисленнее, чем в любом другом ярусе силура, представлены сирингопориды.

По сравнению с венлоком видовой состав табулят в лудлове почти полностью обновился. При этом наиболее существенное появление нового элемента совпадает с установлением условий отмельной фации примерно в середине паадлаского времени. Связи лудловского комплекса табулят с даунтонским весьма тесны, что выражается в наличии как общих для обоих яруса видов (*F. similis*, *F. forbesi*, *F. effusus*), так и в развитии в даунтоне видов, несомненно родственных лудловским (*F. pseudoforbesi muratsiensis*, *F. pseudoforbesi ohesaarensis*, *F. humilis* и др.). Сходство комплексов табулят обоих ярусов подчеркивается и тем, что верхняя часть лудлова (курессаареский горизонт) и даунтон (каугатумаский и охесаареский горизонты) в зональной схеме по табулятам соответствуют зоне *Favosites effusus*. Паадласкому горизонту равна по объему зона *Thecia swinderniana*, роотсикюласкому — зона *Parastriatopora commutabilis*.

Табуляты роотсикюлаского горизонта представлены весьма редкими фавозитами и обильными парастриатопорами. Слои, переполненные ветвистыми колониями *Parastriatopora commutabilis*, неоднократно повторяются во всех подразделениях горизонта, в то время как фавозиты — *Favosites caelestis*, *F. opinabilis*, *F. similis* и *F. forbesi* — встречаются спорадически. Руководящий вид роотсикюлаского горизонта *Parastriatopora commutabilis* известен и за пределами Прибалтики, например в низах лудлова северо-запада Приполярного Урала, где он встречается повсеместно. Согласно В. Д. Чехович (1965), он характерен для местной зоны *Laceripora cribrosa* и *Parastriatopora arctica* (= дурнаюсскому горизонту). Нижняя часть этой зоны коррелируется Т. Н. Корень с зоной *Neodiversograptus nilssoni* в Лемвинском районе Полярного Урала.

Паадлаский горизонт. В нижней части горизонта (в сауверских слоях) встречаются редкие сирингопориды и *Thecia swinderniana*. Только в районах, где позднее стали развиваться биогермы, более разнообразный комплекс табулят известен уже в верхах сауверских слоев (напр., *Favosites pseudoforbesi pseudoforbesi*, *F. kogulaensis* вместе с тециидами и сирингопоридами в Атла).

В западной части о. Сааремаа начиная с низов химмистеских слоев распространяются биогермные строматопорово-коралловые известняки. Биогермы того времени обнажаются в каменоломнях Рийумяги и Ведрука и на клифе Роопа. Наряду со строматопороидеями, главным образом *Syringostromella borealis*, строителями биогермов являлись *Thecia swinderniana*, *Favosites pseudoforbesi* и *Subalveolites* sp. За пределами биогермов в химмистеских слоях табуляты крайне редки.

Наиболее богатый комплекс паадласких табулят связан с когуласкими слоями, особенно с отложениями катриской пачки. В самых низах этих слоев повсеместно появляется *Laceripora cribrosa*, которому местами сопутствует и *Parastriatopora coreaniformis*. Первый из них вместе со строматопороидеями скоро становится и строителем биогер-

мов (биогермы Катри и Лээдри). На клифе Катри строматопорово-коралловая постройка развита на темных мергелях, переполненных кустистыми колониями *Syringopora multifaria.*

Несмотря на явную связь паадласких табулят с отложениями отмельной фации, ассоциации табулят того времени в целом не были эндемичными. Большая часть специфических в Прибалтике для паадлаского горизонта видов установлена вместе в нижнем лудлове Приполярного Урала, Сибирской платформы, Средней Азии, в малиновецком горизонте Подолии и в слоях Хемсе о. Готланд.

В курессаареском горизонте табулят мало, так как большинство видов в конце паадлаского времени исчезает. Переходит только *Favosites forbesi*, а появляются лишь три новых вида: *F. effusus*, *Aulopora necopina* и *Coenites linnaei.* Из них *F. effusus* еще довольно редок; свой расцвет он пережил в даунтоне. Из названных четырех видов большим количеством особей представлены только *F. forbesi* и *Aulopora necopina*, отличавшиеся своеобразным образом жизни: мелкие сферические колонии первого обрастали стебли растений или криноидей и свободно висели над субстратом; аулопориды же обволакивали многочисленных в то время ругоз. Эти факты свидетельствуют о специфичности условий среды курессаареского времени.

## Даунтон

На границе лудлова и даунтона в родовом составе табулят никаких изменений не происходит; по-прежнему доминируют фавозиты типа *Favosites forbesi*, среди которых появился ряд новых видов. В последний раз появляются редкие представители рода *Palaeofavosites*; во второй половине века кратковременно существовал род *Mesosolenia.*

Низы каугатумаского горизонта отмечаются появлением *Palaeofavosites moribundus, Favosites pseudoforbesi muratsiensis* и *Syringopora blanda*, которые распространяются до середины лыоских слоев. Только с низами горизонта связан *F.* cf. *yermolaevi*, с пограничными отложениями эйгуских и лыоских слоев — *Pf. finitimus, F. eichwaldi, F. vicinalis* и *Mesosolenia reliqua.*

Для поисков стратиграфических аналогов каугатумаского горизонта представляет интерес определенный Н. Б. Келлер из айнасуйского горизонта северо-восточного Прибалхашья комплекс табулят: *Palaeofavosites moribundus, F. effusus, F. similis, F. pseudoforbesi.* Согласно новейшей работе Н. Б. Келлер,* айнасуйский горизонт принадлежит к даунтонскому ярусу.

По общему облику комплекс табулят охесаареского горизонта резко не отличается от каугатумаского. И в этих слоях доминируют *F. effusus*, а также виды группы *F. forbesi.* Только количество экземпляров значительно меньше, чем в каугатумаском горизонте.

Наиболее богат табулятами комплекс отложений, залегающих непосредственно ниже разреза клифа Охесааре. Здесь очень часты *F. pseudoforbesi ohesaarensis, F. effusus, F. vectorius, Subalveolites* sp. и *Aulopora amica.* В глинистых известняках клифа Охесааре перечис-

* Н. Б. Келлер. Фавозитиды (табуляты) позднего силура и раннего девона Центрального Казахстана и Средней Азии и их биостратиграфическое значение. Автореферат диссертации. МГУ, 1968.

ленные виды отсутствуют. Встречены только мелкие колонии *F. humilis*, *F. similis*, *F. forbesi*, сосредоточенные в слое мергелей, в котором распространен в изобилии *Grammysia obliqua*.

В слоях, обнажающихся на клифе Лооде и являющихся непосредственным продолжением охесаареского разреза кверху, новых видов не добавляется. Наряду с фавозитами группы *F. forbesi* здесь вновь присутствует *F. effusus*.

Из специфических для охесаареского горизонта видов табулят за пределами Прибалтики пока установлен только *Favosites pseudoforbesi ohesaarensis*. На Приполярном Урале этот подвид принят В. Д. Чехович (1965) как руководящий для верхнесилурийской зоны *F. pseudoforbesi ohesaarensis* и *Howelella pseudogibbosa*.

## РУГОЗЫ

Силурийские ругозы Эстонии изучались в XIX столетии в основном Э. Эйхвальдом (Eichwald, 1855—1860), В. Вейссермелем (Weissermel, 1894) и особенно В. Дыбовским (Dybowski, 1873), монография которого до настоящего времени является наиболее фундаментальным трудом по ругозам силура данного региона. В последнее время изучением ругоз занимались В. М. Рейман (1958) и Д. Кальо (1957, 1958 и др.), но результаты их исследований опубликованы лишь частично. Количество установленных этими исследователями видов достигает уже 69 (табл. 12).

Ругозы, весьма многочисленные в отмельной и детритовой фациях, занимают вместе с табулятами и брахиоподами отдельные ниши. Остатки ругоз почти не встречаются в местах скопления строматопороидей, моллюсков и в брахиоподовых банках (см. распространение ругоз в юруском и паадласком горизонтах). В переходной фации они редки: встречены только специализированные формы с широким основанием (*Porpites*, *Schlotheimophyllum*) или мелкие кораллы типа *Densiphyllum*.

### Лландовери

В составе ругоз раннего и среднего лландовери важнейшую роль играли денсифиллиды, динофиллиды и стауриды. Более прогрессивные ветви ругоз, такие, как ликофиллиды, птихофиллиды, неоцистифиллиды, арахнофиллиды, спонгофиллиды, приобрели ведущее значение только в позднем лландовери.

Из диафрагматофорных родов древнего облика в лландовери характерны *Densiphyllum, Dalmanophyllum, Brachyelasma, Dinophyllum, Palaeophyllum*. Примитивные черты свойственны и некоторым плеонофорным ругозам, например сильные осевые образования у *Paliphyllum*, слабо развитый диссепиментариум у *Entelophyllum losseni* и видов *Pilophyllum* и т. д.

Наряду с древними ругозами в лландовери Эстонии встречаются некоторые роды, появившиеся здесь явно раньше, чем в других регионах, например *Entelophyllum*, *Cyathactis* и *Evenkiella*? в раннем и *Neocystiphyllum* в среднем лландовери. Эта специфическая черта фауны ругоз Эстонии позволяет выделить Балтийский биогеографический район в составе Европейской провинции (Кальо, 1965; Кальо, Клааманн, Нестор, 1970).

Таблица 12

**Распространение ругоз в силуре Эстонии**

| Виды | Лландовери | | | Венлок | | Лудлов | | | Даунтон | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
| Densiphyllidae | | | | | | | | | | |
| *Densiphyllum thomsoni* Dybowski | + | | | | | | | | | |
| *D.* sp. | | + | | | | | | | | |
| *Crassilasma crassiseptatum* (Smith) | + | | | | | | | | | |
| *Dalmanophyllum minimum* (Ryder) | | | | + | | | | | | |
| *Rhegmaphyllum whittardi* (Smith) | + | + | | | | | | | | |
| R. slitense Wedekind | | | | + | | | | | | |
| Dinophyllidae | | | | | | | | | | |
| *Porfirieviella estonica* (Dybowski) | + | | | | | | | | | |
| *Brachyelasma* sp. sp. | + | + | + | + | | | | | | |
| *B.* cf. *sibiricum* Nikolaieva | | | + | | | | | | | |
| *Dinophyllum flagellatum* Scheffen | | | + | | | | | | | |
| Lykophyllidae | | | | | | | | | | |
| *Onychophyllum* sp. | | + | | | | | | | | |
| *Lykocystiphyllum gracile* Wedekind | | | | + | | | | | | |
| *L. högklinti* Wedekind | | | | + | | | | | | |
| *L.* sp. sp. | | | | | | | + | + | | |
| *Phaulactis trochiformis* (M'Coy) | | | + | + | | | + | | | |
| *P.* sp. sp. | | | + | + | + | | + | | | |
| *P. cyathophylloides* Ryder | | | | | | | + | + | | |
| Expressophyllidae | | | | | | | | | | |
| *Expressophyllum* ex gr. *simplex* Strelnikov | | | | | | | + | + | | |
| *E.* sp. sp. | | | | | | | + | + | + | |
| *Contortophyllum* ex gr. *tchernovi* Strelnikov | | | | | | | + | + | | |
| Neocystiphyllidae | | | | | | | | | | |
| *Neocystiphyllum* sp. sp. | | + | | + | + | | | | | |
| *N. keyserlingi* (Dybowski) | | | | + | | | | | | |
| *Lamprophyllum* ex gr. *degeeri* Wedekind | | | | + | + | | | | | |
| *L.* sp. sp. | | | | | | | + | + | + | |
| *Spongophylloides cylindrica* (Wedekind) | | | | | + | | | | | |
| *S.* aff. *nikiforovae* (Bulvanker) | | | | | | | ? | + | + | ? |
| *Rukhinia cuneata* Strelnikov | | | + | | | | | | | |
| *Kyphophyllum schmidti* Kaljo | + | | | | | | | | | |
| Kodonophyllidae | | | | | | | | | | |
| *Kodonophyllum tubaeformis* Kaljo | + | | | | | | | | | |
| *K.* sp. | | | + | | | | | | | |
| *K. truncatum* (Linnaens) | | | | | + | | | | | |
| *Schlotheimophyllum patellatum* (Schlotheim) | | | + | + | | | | | | |
| *Zelophyllum* aff. *intermedium* Wedekind | | | | + | | | | | | |
| *Pilophyllum massivum* Kaljo | + | | | | | | | | | |
| *P. zonatum* Kaljo | + | | | | | | | | | |
| Ptychophyllidae | | | | | | | | | | |
| *Paliphyllum soshkinae* Kaljo | + | | | | | | | | | |
| *P. karinuensis* Kaljo | + | + | | | | | | | | |

*Продолжение табл. 12*

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Cyathactis balticus* Kaljo | + | | | | | | | | | |
| *C.* aff. *balticus* Kaljo | | | + | | | | | | | |
| *C. tenuiseptatus* Soshkina | | | + | | | | | | | |
| Calostylidae | | | | | | | | | | |
| *Calostylis* sp. | + | | | | | | | | | |
| *C. luhai* Kaljo | | | + | | | | | | | |
| Stauriidae | | | | | | | | | | |
| *Palaeophyllum tubuliferum* Reiman | + | | | | | | | | | |
| *Cyathophylloides kassariensis* Dybowski | + | | | | | | | | | |
| Arachnophyllidae | | | | | | | | | | |
| *Arachnophyllum diffluens* M. Edwards & Haime | | | + | | | | | | | |
| *Entelophyllum losseni* (Dybowski) | + | | | | | | | | | |
| *E. articulatum* (Wahlenberg) | | | + | | | | | + | + | + |
| *E. pseudodianthus* (Weissermel) | | | | | | | | + | + | + |
| *E.? dragmoides* (Dybowski) | | | | | | | + | | | |
| Acervulariidae | | | | | | | | | | |
| *Acervularia ananas* (Linnaeus) | | | | | + | | | | | |
| Spongophyllidae | | | | | | | | | | |
| *Strombodes schrencki* (Dybowski) | | + | | | | | | | | |
| *S. socialis* (Soshkina) | | | + | | | | | | | |
| *S. stellaris* (Linnaeus) | | | | | | | | | + | |
| *Evenkiella*? sp. | + | | | | | | | | | |
| *Endophyllum? rectiseptatum* (Dybowski) | | | | | | | | + | | |
| Tryplasmatidae | | | | | | | | | | |
| *Cantrillia* sp. sp. | + | | | + | | | | ? | + | ? |
| *C. eichwaldi* (Dybowski) | | | | | | | | | | |
| *Porpites porpita* (Linnaeus) | | | + | | | | | | | |
| *Tryplasma* cf. *hedstroemi* Wedekind | | | + | | | | | | | |
| *T. loveni* (M. Edwards & Haime) | | | | | | | + | + | + | |
| *Holacanthia flexuosa* (Linnaeus) | | | | | + | | | | | |
| Cystiphyllidae | | | | | | | | | | |
| *Cystiphyllum siluriense* Lonsdale | | | | | + | | | | | |
| *C. cylindricum* Lonsdale | | | | | | | + | | + | |
| *Gyalophyllum* ex gr. *angelini* Wedekind | | | | | | | | | + | ? |
| *Hedstroemophyllum* aff. *stolleyi* Wedekind | | | | | + | | | | | |
| *H.* ex gr. *articulatum* Wedekind | | | | | | | + | | | |
| *Holmophyllum podolicum* Bulvanker | | | | | | | | + | + | |
| *Microplasma schmidti* Dybowski | | | | | + | | | | | |
| Ketophyllidae | | | | | | | | | | |
| *Ketophyllum* ex gr. *kutscheri* Wedekind | | | + | | | | | | | |
| *Dentilasma* aff. *honorabilis* Ivanovski | | | + | | | | | | | |

Примечание. Полужирным шрифтом отмечены наиболее многочисленные виды.

Юруский горизонт сложен разнофациальными отложениями, в которых ругозы распространены весьма неоднородно (см. также Кальо, Нестор, 1966). Ругозы не обнаружены в ыхнеской пачке переходной фации (см. табл. 27), мало их в таммикуской (пентамеровые известняки) и каринуской пачках и больше всего в хиллистеской пачке биогермных отложений. Сравнительно много ругоз и в варболаской свите, но по составу они значительно отличаются от хиллистеских. В варболаской свите распространены в основном остатки ругоз древнего типа, таких, как *Densiphyllum thomsoni*, *Porfirieviella estonica*, *Crassilasma crassiseptatum*, *Paliphyllum soshkinae* и другие, но полностью отсутствуют характерные для рифовых отложений виды *Kodonophyllum tubaeformis*, два вида *Pilophyllum*, колониальные формы *Palaeophyllum*, *Cyathophylloides* и *Entelophyllum* и др. (Kaljo, 1961). В сравнительно глинистых отложениях свиты распространены большей частью мелкие конические или рогообразные ругозы, тогда как в известняках хиллистеской пачки они обычно крупные; в последней встречается и немало колониальных форм.

Райккюлаский горизонт по составу ругоз теснее связан с юруским, чем с адавереским горизонтом. Наиболее распространены в райккюлаской фаунуле *Rhegmaphyllum whittardi*, *Densiphyllum* sp. и *Paliphyllum karinuensis*, а также новые представители ликофиллид и неоцистифиллид.

Адавереский горизонт содержит многочисленные остатки ругоз, особенно в нижней части разреза румбаской пачки. В мыхкюлаской пачке они уничтожены доломитизацией, а в велизеской свите установлены только отдельные виды (*Porpites porpita*, *Schlotheimophyllum patellatum* и др.). Состав ассоциации ругоз в целом сильно обновлен — в нем важное значение приобретают *Dinophyllum flagellatum*, *Phaulactis ex gr. trochiformis*, *Rukhinia cuneata* и особенно виды *Cyathactis*, *Arachnophyllum diffluens*, *Calostylis luhai*.

Из установленных видов ругоз сравнительно многие распространены также в других районах, притом и за пределами Европейской провинции. Отметим из них *Brachyelasma* cf. *sibiricum*, *Dinophyllum flagellatum*, *Cyathactis tenuiseptatus*, *Strombodes socialis* и *Rukhinia cuneata* из верхнего лландовери Сибирской платформы. Впервые в Эстонии появилась космополитная группа *Entelophyllum articulatum*.

## Венлок

В венлокских отложениях Эстонии установлены остатки представителей 16 родов ругоз. Это примерно одна треть всех вообще известных в венлоке родов. Малое родовое разнообразие эстонских ругоз, учитывая широкое в основном распространение венлокских ругоз и слабо проявляющуюся среди них палеобиогеографическую разобщенность (Кальо, 1965; Кальо, Клааманн, Нестор, 1970), требует объяснения. По нашему мнению, это можно объяснить фациальным характером венлокских отложений Эстонии. Как известно, яниский горизонт представлен мергелями и глинистыми известняками, большая часть которых относится к переходной фации. В последней кораллы, в частности колониальные, обычно встречаются редко. Неблагоприятными фациальными условиями, вероятно, и можно объяснить отсутствие в яниском горизонте остатков таких типичных венлокских ругоз, как *Entelophyllum articulatum*, кетофиллид, цистифиллид, почти полностью

триплазматид и т. д. В более мелководных отложениях яагарахуского горизонта появляются многие представители названных семейств, и в целом состав ассоциации ругоз в них более соответствует обычным представлениям о венлокской фауне.

Яаниский горизонт характеризуется в первую очередь многочисленными *Neocystiphyllum keyserlingi*, затем разными видами *Phaulactis* и *Lykocystiphyllum*, а также мелкими *Rhegmaphyllum slitense*. Остальные отмеченные в табл. 12 виды встречаются сравнительно редко.

Что касается списка видов яаниского горизонта, то следует иметь в виду и возможность обогащения яаниской фаунулы чужим элементом, принесенным волнами на берег моря у Яани, откуда и происходят образцы больших старых коллекций.

Яагарахуский горизонт богат ругозами только в отдельных местонахождениях. В доломитизированных, в том числе и в биогермных, отложениях маазиских и сайкласких слоев, а также кесселайдской пачки, ругозы не найдены. В карьере Яагараху в периферийной части строматопорового биострома (пангамягиские слои) встречаются *Acervularia ananas* и редкие остатки других видов. Немного дальше от биостром, в Сепизе, в коралловых отложениях установлен практически весь комплекс яагарахуских ругоз. Наиболее частыми в нем являются *Microplasma schmidti* (встречен также на р. Тыре), *Kodonophyllum truncatum, Cystiphyllum siluriense, Spongophylloides cylindrica, Hedstroemophyllum* aff. *stolleyi*, составляющие типичную ассоциацию околорифовых отложений.

## Лудлов

В лудлове Эстонии из 13 видов впервые появляются только 4. Но вследствие исчезновения большого числа венлокских родов (10, в том числе всех динофиллид и денсифиллид) лудловский комплекс ругоз сравнительно сильно отличается от венлокского. Отличие это еще более заметно потому, что господствующими стали другие элементы фауны. Так, наряду с ликофиллидами типа *Phaulactis cyathophylloides* и *P. angusta* встречаются многочисленные экспрессофиллиды, а также *Entelophyllum* и *E.* ? *dragmoides*. Широко развиты триплазматиды с рабдакантинными септами (*Tryplasma loveni*).

В роотсикюласком горизонте ругозы плохой сохранности встречаются только в единичных прослоях. В паадласком и курессаареском горизонтах их сравнительно много, причем некоторые наиболее часто встречающиеся виды, как *Phaulactis cyathophylloides*, *Expressophyllum* ex gr. *simplex* и др., являются общими, указывая на тесные связи между фаунулами названных горизонтов.

Руководящим для паадлаского горизонта можно считать *Entelophyllum* ? *dragmoides*, многочисленно представленный в химмистеских и когуласких слоях. Остальные виды менее распространены или переходят и в вышележащий горизонт, как, например, ликофиллиды и экспрессофиллиды. В Лээдри установлен *Hedstroemophyllum* ex gr. *articulatum*. Интересно, что, кроме него, в этом обнажении других видов почти нет.

Меньше всего ругоз в саувереских слоях, причем они более или менее многочисленны только в Атла, тогда как в обнажениях Кандла, Саувере и других почти не встречаются. Ругозы редки и в тех обна-

жениях других слоев, где обильны остатки моллюсков, например в Анси.

В курессаареском горизонте наиболее характерны *Entelophyllum articulatum* и *Tryplasma loveni*, находимые в большом количестве во всех обнажениях данного горизонта и редко в других.

### Даунтон

Состав даунтонских ругоз Эстонии по сравнению с лудловским изменился очень мало и при этом больше в сторону обеднения. В охесаареском горизонте кораллы вообще встречаются очень редко. Новым является только *Gyalophyllum* ex gr. *angelini*, обнаруживающий некоторое сходство с девонским родом *Patridophyllum*. Также и *Spongophylloides* aff. *nikiforovae* (кстати, один из наиболее распространенных видов в каугатумаском горизонте) может быть связан с обычным девонским родом *Acanthophyllum* или с *Grypophyllum*. Чтобы полноценно использовать эти формы в биостратиграфии, необходимо прежде решить некоторые вопросы таксономического порядка.

В каугатумаском горизонте кроме указанного выше вида многочислен еще *Cystiphyllum cylindricum*, особенно в обнажении Вяйке-Роотси, и *Entelophyllum pseudodianthus*, распространенный и в охесаареском горизонте, а также в виде единичных экземпляров в курессаареском. Характерен также сравнительно большой удельный вес ругоз с игольчатыми септами (*Tryplasma*, *Cantrillia*, *Holmophyllum*, *Cystiphyllum*) и лонсдалеоидными диссепиментами (*Spongophylloides*, *Strombodes*; краевые диссепименты часто развиты и у *Entelophyllum*). Это — несомненные признаки специализированной фауны.

В биостратиграфическом отношении лудловские и даунтонские ругозы составляют единый комплекс, характеризующий верхний силур в целом. Вполне закономерное незначительное обогащение даунтонской фауны новыми элементами, а также известная специфика ее облика не нарушают этого единства.

Для целей корреляции важное значение имеют некоторые близкие виды, распространяющиеся примерно в синхронных отложениях. Например, экспрессофиллиды, впервые описанные из лудлова Приполярного Урала (дурнаюсского и гребенского горизонтов; Стрельников, 1968). Со скальским горизонтом Подолии каугатумаский горизонт связывает распространение таких близких видов, как *Patridophyllum digonophylloides* (близок к нашему *Gyalophyllum*) и *Spongophylloides nikiforovae* (Сытова, 1968).

## МШАНКИ

Силурийские мшанки Эстонии до последнего времени были очень мало известны. Отдельные находки в разное время описывались Э. Эйхвальдом (Eichwald, 1855) и В. Дыбовским (Dybowski, 1877). Послойно по всему разрезу они впервые были собраны экспедицией Палеонтологического института АН СССР в 1965 г. Отряды Cystoporata и Trepostomata были обработаны Г. Г. Астровой, отряд Cryptostomata и единичные представители Cyclostomata — Г. В. Копаевич. Монографическое описание мшанок в настоящее время еще не закончено, но их систематический состав и особенности распространения намечаются уже достаточно ясно.

Таблица 13

**Распространение родов мшанок в силуре Эстонии**

| Роды | Лландовери | | | Венлок | | Лудлов | | | Даунтон | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
| Cyclostomata | | | | | | | | | | |
| Diastoporidae | | | | | | | | | | |
| *Diploclema* | | | | 1 | | | | | | |
| Cystoporata | | | | | | | | | | |
| Ceramoporidae | | | | | | | | | | |
| *Ceramopora* | 1 | | 2 | 1 | 1 | | | | | |
| *Spatiopora* | | | | 1? | 1 | | | | | |
| Constellariidae | | | | | | | | | | |
| *?Stellipora* | 1 | | | | | | | | | |
| *Hennigopora* | | | 1 | 1 | | | | | | |
| Fistuliporidae | | | | | | | | | | |
| *Fistulipora* | 2 | | | 1 | 1 | 1 | | | 3 | 4 |
| *Fistuliramus* | | | | | | | | | | 1 |
| Trepostomata | | | | | | | | | | |
| Amplexoporidae | | | | | | | | | | |
| *Pseudoleptotrypa* | | | | | | 1? | | | 1 | |
| *Orbignyella* | 1 | | | | | | | | | |
| Atactotoechidae | | | | | | | | | | |
| *Cyphotrypa* | 2 | | | 1 | | | | | 1 | 1 |
| *Leptotrypa* | | | | | | | | | 1 | 1 |
| *Leptotrypella* | | | | | | | | | 1 | 1 |
| Eridotrypellidae | | | | | | | | | | |
| *Eostenopora* | | | | | | | | | 1 | |
| *Eridotrypella* | | | | | | 1 | | | | |
| Crustoporidae | | | | | | | | | | |
| *Callocladia* | | | | | | | | | 1 | |
| Halloporidae | | | | | | | | | | |
| *Hallopora* | 2 | 1 | 2 | | 2 | | | | | |
| *Diplotrypa* | | 1 | | | | | | | | |
| Mesotrypidae | | | | | | | | | | |
| *Mesotrypa* | | 1 | 1 | | | | | | | |
| Heterotrypidae | | | | | | | | | | |
| *Lioclema* | 1 | | 1 | 3 | 4 | | 2 | | | |
| Trematoporidae | | | | | | | | | | |
| *Trematoporina* | | | | | 1 | | 1 | | 2 | 1 |
| *Eridotrypa* | 1 | 1 | | 1 | | 3 | 1 | | | |
| Cryptostomata | | | | | | | | | | |
| Phylloporidae | | | | | | | | | | |
| *Phylloporina* | | | | 1 | | | | | | |
| *Chasmatoporella* | 1 | | | | | | | | | |
| Fenestellidae | | | | | | | | | | |
| *Semicoscinium* | 2 | 1 | | 1 | | | | | | |
| *Fenestella* | | | | | | | | | 2 | |
| Stictoporellidae | | | | | | | | | | |
| *Stictoporella* | | | | 1 | | | | | | |
| Ptilodictyidae | | | | | | | | | | |
| *Ensipora* | 1? | 1 | 1 | | | | | | | |
| *Ptilodictya* | 3 | 1 | 1 | 3 | 1 | | 1 | | 2 | 1 |
| *Graptodictya* | 1 | 1 | | 1 | | | | | | |
| Rhinidictyidae | | | | | | | | | | |
| *Pachydictya* | 1 | 1 | | | | | | | | |
| *Stictopora (Rhinidictya)* | | | 1 | 1 | | | | | | |
| *Hemipachydictya* | 4 | 1 | 1 | | | | | | | |
| Rhabdomesonidae | | | | | | | | | | |
| *Nicklesopora* | | | 1 | | | | | | | |
| *Orthopora* | | | | | | | | | 1 | 1 |
| *Mediapora* | | | | | | | | | 1 | 1 |

*Продолжение табл. 13*

| Роды | Лландовери | | | Венлок | | Лудлов | | | Даунтон | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
| Arthrostylidae | | | | | | | | | | |
| *Nematopora* | | 1? | 1? | | | | | | | |
| *Helopora* | | 1? | **1** | **1** | | | | | | |
| *Moyerella* | | **2** | | | | | | | | |
| Rhinoporidae | | | | | | | | | | |
| *Lichenalia* | 1 | | | | | | | | | |

Примечание. Цифрами обозначено количество видов, полужирным шрифтом — большое количество экземпляров.

На территории Эстонии мшанки в разном количестве присутствуют в отложениях почти всех ярусов и горизонтов силурийского разреза. Они бедны и однообразны по составу только в роотсикюласком и паадласком горизонтах, что, по всей вероятности, обусловлено фациальным характером отложений этих горизонтов.

Из числа установленных здесь четырех отрядов наиболее распространены представители отрядов Trepostomata и Cryptostomata, встречающиеся почти в одинаковом количестве. Последнее составляет характерную особенность развития мшанковых фаун силура в целом и ранее уже отмечалось для Балтийской провинции (Астрова, 1965). Представители отряда Cystoporata распространены значительно меньше, мшанки отряда Cyclostomata — единичны.

Родовые комплексы по отрядам состоят преимущественно из достаточно хорошо известных родов, бóльшая часть которых имеет широкое распространение в пространстве, и лишь немногие роды были известны ранее только из силура Подолии или из районов Сибири (например, *Trematoporina*, *Pseudoleptotrypa*, *Moyerella*). Преобладающее число родов, распространенных в силуре Эстонии (табл. 13), появляется в ордовике и вымирает в конце силура или в течение девона. Меньшее количество родов, появляющихся позднее, характерно исключительно для силура или для силура—девона. Присутствие в нижнем силуре Эстонии двух родов, распространение которых до сих пор считалось ограниченным исключительно ордовиком (?*Stellipora*, *Graptodictya*), а также появление в верхнем силуре нескольких девонских (*Leptotrypella*, *Eostenopora*) и нижнекаменноугольных родов (*Callocladia*, *Mediapora*), возможно, устанавливает новые границы распространения во времени этих родов. Но, с другой стороны, появление целого ряда видов, принадлежащих к некоторым из этих родов в верхах верхнего силура Эстонии, принимаемых в настоящее время за надлудлов или нижний даунтон, возможно, указывает на более молодой, т. е. на раннедевонский, возраст этих горизонтов.

Из общего числа различных видов мшанок (около ста) более 30 принадлежит к видам (последние приведены в табл. 14), известным ранее и распространенным за рубежом — в Северной Америке, Англии, Швеции (о. Готланд), а в СССР — в Подолии, на западе Арктических районов и меньше — в Сибири и районах Азии.

Таблица 14

**Распространение мшанок в силуре Эстонии**

| Виды | Лландовери | | | Венлок | | Лудлов | | | Даунтон | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
| Cystoporata | | | | | | | | | | |
| *Ceramopora imbricata* Hall | | | + | | | | | | | |
| *Fistulipora* cf. *skalaensis* Astrova | | | | | | | | | + | |
| *F. perexiguoformis* Astrova | | | | | | | | | + | |
| *F. tenuilamellata* (Bassler) | | | | | | | | | | + |
| *F. aculeata* Astrova | | | | | | | | | | + |
| *F.* cf. *crustuliformis* Astrova | | | | | | | | | | + |
| *Hennigopora floridiformis* Astrova | | | + | + | | | | | | |
| Trepostomata | | | | | | | | | | |
| *Orbignyella expansa* (Ringueberg) | + | | | | | | | | | |
| *Cyphotrypa corrugata* (Weller) | | | | | | | | | + | |
| *Leptotrypa* cf. *praerhombocella* Astrova | | | | | | | | | | + |
| *Pseudoleptotrypa podolica* Astrova | | | | | | | | | + | |
| *Hallopora varians* (Hennig) | + | | + | | | | | | | |
| *H. wesenbergiana* (Dybovski) | | + | | | | | | | | |
| *H. elegantula* (Hall) | | | | | + | | | | | |
| *Lioclema gracilense* Astrova | | | + | + | | | | | | |
| *L. crustulum* Astrova | | | | + | | | | | | |
| *L. multiporum* Bassler | | | | + | + | | | | | |
| *L. varium* Astrova | | | | | + | | + | | | |
| *L. asperum* (Hall) | | | | | + | | | | | |
| *L. ludlowensis* Owen | | | | | | | + | | | |
| *Eridotrypa solida* (Hall) | | | | + | | | | | | |
| *E.* cf. *minuta* Astrova | | | | | | | | | | + |
| *E. parvulipora* Ulrich & Bassler | | | | | | | | | | + |
| *Trematoporina pudlovensis* Astrova | | | | | + | | + | | + | |
| *T. porosa* (Dybovski) | | | | | | | | | + | + |
| Cryptostomata | | | | | | | | | | |
| *Hemipachydictya crassa* (Hall) | + | | | | | | | | | |
| *Pachydictya ambigua* Ross | + | + | | | | | | | | |
| *Graptodictya perelegans* (Ulrich) | + | | | | | | | | | |
| *Ptilodictya lanceolata* (Goldfuss) | + | + | + | + | + | | + | | + | + |
| *Ensipora* cf. *pennata* (Nekhoroshev) | | | + | | | | | | | |
| *Semicoscinium fragilis* Astrova | + | + | | | | | | | | |
| *S.* cf. *lineatum* Nekhoroshev | | | | + | | | | | | |
| *Fenestella* cf. *pentagona* Washurova | | | | | | | | | + | |
| *Helopora lindstroemi* Ulrich | | | | + | | | | | | |
| *Orthopora tonolowajensis* Bassler | | | | | | | | | + | + |

## Лландовери

Отложения лландоверийского яруса в основном характеризуются преобладанием представителей криптостомат. Цистопораты распространены незначительно: это немногие виды родов *Ceramopora*, *Fistulipora*, переходящих из ордовика, единичные представители ?*Stellipora* — ро-

да, известного ранее только из ордовика, и исключительно силурийского рода *Henningopora*, позднее более широко распространяющегося в отложениях венлока. Из трепостомат для лландовери наиболее характерно широкое распространение видов рода *Hallopora*, менее значительное — родов *Cyphotrypa*, *Orbignyella*, *Mesotrypa*, *Lioclema* и *Eridotrypa*. Эти роды, переходящие из ордовика, представлены близкородственными ордовикскими видами. Из них *Orbignyella* заканчивает свое существование в лландоверийское время, а род *Hallopora* в сильно сокращенном объеме доживает до конца венлока.

В составе криптостомат наибольшее распространение в лландовери получили представители семейства Rhinidictyidae, из которых здесь особенно многочисленны виды рода *Hemipachydictya*, ограниченного почти исключительно лландоверийским веком, и в меньшем количестве встречаются виды родов *Pachydictya и Stictopora* (=*Rhinidictya*), переходящих из ордовика и доживающих до начала венлока. Семейство Ptilodictyidae представлено в основном видами *Ptilodictya* — рода, проходящего далее через все горизонты Эстонского разреза, а также единичными представителями *Graptodictya* — рода, ранее известного исключительно из ордовика. Семейство Phylloporinidae представлено родом *Chasmatoporella,* переходящим из ордовика, Fenestellidae — первыми и, по-видимому, наиболее ранними видами рода *Semicoscinium*, расцвет которого произошел позднее, уже в девоне. Из семейства Arthrostylidae в лландовери широко распространены виды древних родов *Nematopora* и *Helopora,* а также рода *Moyerella.* Последний род ранее был известен только в нижнем силуре Сибирской платформы (Нехорошев, 1961), а теперь обнаружен в силуре отдельных районов Средней Азии. В наиболее нижних горизонтах лландоверийского яруса присутствует также редкий род *Lichenalia* (сем. Rhinoporidae), распространенный и в верхнем ордовике Эстонии — в поркуниском горизонте.

В отложениях юрурского горизонта мшанки были найдены на о. Хийумаа, в обнажениях у Вахтрепа, в Калласто, карьерах Хиллисте, а также на материке в обнажениях и старых карьерах у Киримяэ. В юруском горизонте из трепостомат наиболее широко распространены *Hallopora varians* — вид, ранее известный из лландовери (слои Висбю) о. Готланд (Henning, 1906—1908; Borg, 1965), *Orbignyella expansa* — из нижнего силура (Ниагара) Северной Америки (Bassler, 1906) и новые виды *Cyphotrypa*, близкие к средне- и позднеордовикским видам Северных и Арктических районов СССР. Криптостоматы в основном представлены многочисленными экземплярами вида *Hemipachydictya crassa*, ранее известного только из нижнего силура США, Канады, Западной Европы (Bassler, 1906; Perry, Hattin, 1960; Ross, 1961), и новых видов этого рода, несколькими видами рода *Ptilodictya*, среди которых имеется вид *Ptilodictya lanceolata*, проходящий далее через весь силур до начала нижнего девона. В юруском горизонте присутствуют также переходящие из верхнего ордовика *Graptodictya perelegans*, известные из яруса Ричмонд в США (Ross, 1960), и *Pachydictya ambigua*, распространенная в верхах среднего ордовика Сибирской платформы (Астрова, 1965) и в верхнем ордовике—нижнем силуре Канады (Ross, 1961). *Semicoscinium fragilis*, присутствующий также и в более высоких горизонтах лландовери, ранее был известен из венлокских и нижнелудловских отложений Подолии и Тувы (Астрова, 1959, 1965).

Цистопораты юруского горизонта представлены единичными экземплярами новых видов *Ceramopora* и *Fistulipora.*

В отложениях райккюлаского горизонта мшанки встре-

чаются в небольшом количестве и отличаются довольно однообразным составом. Они были найдены только в карьере Матсукюла. Из криптостомат здесь преобладают новые виды родов *Nematopora*, *Helopora*, *Ensipora* и особенно *Moyerella*. *Ptilodictya lanceolata*, виды *Semicoscinium* и *Pachydictya* переходят из юруского горизонта. Из трепостомат присутствуют новые виды (*Diplotrypa*, *Mesotrypa*, *Eridotrypa*) родов, переходящих из ордовика, и особенно представленный большим количеством экземпляров вид *Hallopora wesenbergiana* (Bassler, 1911), ранее известный из среднего и верхнего ордовика Эстонии и верхнего ордовика Подолии (Bassler, 1911; Астрова, 1965).

Мшанки из отложений адавереского горизонта были найдены в обнажениях у Таммикээре, Пяри, по реке Валгу близ Валгу и Пяэрду. Среди немногих представителей цистопорат в адавереском горизонте присутствует вид *Ceramopora imbricata*, распространенный в мукшинском и малиновецком горизонтах Подолии, в слоях Рочестер и Осгуд (Ниагара) США (Астрова, 1965; Bassler, 1906; Perry, Hattin, 1960), а также *Henningopora floridiformis*, вид, ранее известный в китайгородском горизонте Подолии (Астрова, 1965), а в Эстонии переходящий в яниский горизонт. Из трепостомат здесь более других распространен вид *Hallopora varians*, встречающийся также в юруском горизонте, и меньше — новый вид *Mesotrypa*, переходящий из райккюлаского горизонта, а также *Lioclema gracilense*, присутствующий и выше, в яниском горизонте и в китайгородском горизонте Подолии (Астрова, 1965). Криптостоматы в адавереском горизонте представлены, кроме *Ptilodictya lanceolata* и *Ensipora* cf. *pennata*, — вида, ранее известного только в лландовери Сибирской платформы (Нехорошев, 1961), новыми видами *Hemipachydictya*, *Stictopora* (=*Rhinidictya*) и особенно *Helopora*.

Общий ход развития мшанок в течение лландоверийского времени, таким образом, характеризуется постепенным сокращением числа немногих доживающих ордовикских видов и возрастанием количества специфических раннесилурийских, отдельные из которых характеризуют также и более поздние этапы силура. В отложениях адавереского горизонта, где не остается уже ни одного ордовикского вида, появляются немногие виды, распространенные в китайгородском горизонте Подолии.

### Венлок

В отложениях венлокского яруса увеличивается количество цистопорат, представленных здесь родами *Ceramopora*, *Spatiopora*, *Henningopora* и *Fistulipora*. Среди трепостомат присутствуют последние *Hallopora*, многочисленные *Lioclema* и *Eridotrypa*, единичные *Cyphotrypa* и впервые появляющиеся в разрезе *Trematoporina* и *Eridotrypella*. В составе крипостомат сохраняются редкие представители таких ордовикских родов, как *Graptodictya*, *Stictopora* (=*Rhinidictya*), *Helopora*, а также *Phylloporina* и *Stictoporella*, не обнаруженные ранее в лландовери. Впервые появляется род *Nicklesopora* развивающийся уже позднее в девоне. Род *Semicoscinium*, переходящий в венлок из лландовери, представлен одним видом. В венлокских отложениях установлено также присутствие рода *Diploclema*, принадлежащего к отряду Cyclostomata.

Мшанки из отложений яниского горизонта были найдены на Сааремаа близ Суурику, Парамая, Ойу и в береговых обнажениях мыса Панга.

Единственный циклостоматовый род *Diploclema* представлен большим количеством экземпляров нового вида, близкого к *D. regularis* из венлока Англии.

Из цистопорат в яаниском горизонте наиболее характерен вид *Henningopora floridiformis*, переходящий из адавереского горизонта и достигающий здесь, так же, как и в китайгородском горизонте Подолии, широкого распространения. Из трепостомат многочисленны экземпляры *Lioclema*, принадлежащие видам *L. gracilense*, *L. crustulum* и *L. multiporum*. Два первых из них распространены в китайгородском и малиновецком горизонтах Подолии (Астрова, 1965), последний, переходящий — в яагарахуском горизонте и известен в отложениях Ниагара США (Bassler, 1906). *Eridotrypa solida*, в большом количестве экземпляров найденный в береговых обнажениях близ Суурику, также известен в нижнем силуре Северной Америки. Новый вид *Cyphotrypa* близок североамериканским венлокским видам. Из криптостомат в яаниских отложениях особенно характерны многочисленные экземпляры *Ptilodictya lanceolata* и двух новых видов этого рода, *Helopora lindstroemi* из верхнего лландовери о. Готланд (Henning, 1906—1908), новые виды *Phylloporina*, *Stictopora* (=*Rhinidictya*), *Graptodictya*, *Nicklesopora* и *Semicoscinium* cf. *lineatum*, распространенные в нижнем силуре Средней Азии (Нехорошев, 1936). Род *Nicklesopora*, который ранее был известен только из наиболее поздних отложений силура и в девоне, здесь, очевидно, появляется наиболее рано, в то же время древние роды *Graptodictya* и *Stictopora* (последний представлен видом, распространенным и в адавереском горизонте) заканчивают на этом этапе силура свое существование и выше яаниского горизонта уже не встречаются.

В отложениях яагарахуского горизонта мшанки были найдены на о. Сааремаа в карьерах Яагараху, в небольших выходах у Сепизе и Мустъяла, а также в береговых обнажениях мыса Панга и в Ойу. Из цистопорат здесь характерно присутствие нового вида *Spatiopora*, распространенного в биогермах карьера Яагараху, из трепостомат — *Hallopora elegantula* — вида, широко известного в силуре Западной Европы, США, Канады, а также в китайгородском горизонте Подолии. Три вида рода *Lioclema* — *L.* cf. *varium*, *L. asperum* и *L. multiporum* — характерны в основном для венлока Англии и Северной Америки; последний вид встречен также в яаниском горизонте, а *L. varium* — в малиновецком горизонте Подолии и венлоке—нижнем лудлове Тувы (Астрова, 1959; Bassler, 1906). *Trematoporina pudlovensis* — вид, широко распространенный в малиновецком горизонте Подолии, в Эстонии впервые появляется в яагарахуских отложениях, распространяясь также выше, в паадласком и каугатумаском горизонтах. В выходах у Сепизе найдены также многочисленные экземпляры нового вида *Eridotrypella* — рода, ранее известного только из девона. Из криптостомат в яагарахуском горизонте продолжает существовать только *Ptilodictya lanceolata*.

Для развития мшанок в венлокское время в целом характерно преобладание специфических раннесилурийских видов, отдельные из которых переходят в венлок из позднего лландовери и распространяются в течение первого этапа этого времени. Кроме того, в разные этапы венлока, преимущественно в течение его второй половины, начинают появляться виды, распространяющиеся далее уже в позднем силуре. К числу последних относятся упомянутые выше виды родов *Lioclema* и *Trematoporina*.

## Лудлов

В лудлове мшанки немногочисленны и отличаются довольно однообразным систематическим составом.

В отложениях роотсикюлаского горизонта мшанки были обнаружены на о. Сааремаа в береговых обнажениях на мысе Эльда и в кернах нескольких буровых скважин. Здесь преобладают многочисленные экземпляры новых видов рода *Eridotrypa*, близких к известным лудловским и раннедевонским видам, а также представители силурийского рода *Pseudoleptotrypa*, распространенного в силуре Подолии от мукшинского до скальского горизонта. Мшанки обнаружены также в паадласком горизонте на о. Сааремаа в карьерах близ Атла, Люманда, Лээдри и Когула. Из преобладающих здесь трепостомат характерны: *Lioclema varium*, переходящая из венлока и известная в малиновецком горизонте Подолии, *Lioclema ludlowensis* — из лудлова Англии (Owen, 1962) и особенно *Trematoporina pudlovensis*, также широко распространенная в малиновецком горизонте Подолии. Род *Eridotrypa* представлен немногими экземплярами, которые не могли быть определены до вида. Из криптостомат и паадласком горизонте имеются только многочисленные экземпляры *Ptilodictya lanceolata*.

## Даунтон

В наиболее высоких горизонтах разреза, которые рассматриваются в настоящее время как даунтонский ярус, мшанки исключительно обильны и разнообразны. Из цистопорат здесь особенно широко развиты виды рода *Fistulipora*, расцвет которых приходится на девон, и меньше — виды рода *Fistuliramus*, впервые появляющегося здесь в Эстонском разрезе.

Многочисленные трепостоматы представлены следующими родами: *Cyphotrypa*, *Lioclema*, *Trematoporina*. *Eridotrypa*, *Pseudoleptotrypa*, *Leptotrypa*, *Eostenopora*, *Leptotrypella* и *Callocladia*. Из них последние четыре рода появляются в разрезе Эстонии впервые. Род *Leptotrypa*, известный в ордовике и силуре, повсеместно испытывает расцвет с начала девона; *Eostenopora* и *Leptotrypella* являются широко распространенными девонскими родами, наиболее ранние представители которых появляются с нижнего девона; род *Callocladia* раньше был известен только в нижнем карбоне. Из криптостомат присутствуют *Ptilodictya*, *Fenestella* и особенно *Orthopora* и *Mediapora*, которые все, кроме *Ptilodictya*, впервые появляются здесь в Эстонском разрезе. Появление рода *Orthopora* характерно как для наиболее поздних этапов силура, так и для начала девона, род *Mediapora* до недавнего времени был известен только из нижнего карбона, а появление первых представителей *Fenestella*, — рода исключительно широко распространенного в позднем палеозое, также характерно для конца силура—начала девона.

Мшанки из отложений каугатумаского горизонта были найдены на о. Сааремаа близ Вяйке-Роотси, Няссумаа, Венекюла и в береговых обнажениях мыса Каугатума. Многочисленные представители рода *Fistulipora* принадлежат в основном к двум видам: *F.* cf. *skalensis* и *F. perexiguoformis*, распространенным в малиновецком и скальском горизонтах Подолии, так же, как и присутствующая в Каугатума *Pseudoleptotrypa podolica* (Астрова, 1965). Вид *Cyphotrypa corrugata* известен в США как из наиболее высоких силурийских слоев

Тонолевей, так и из нижнего девона (Гельдерберг) (Bassler, 1923; Ulrich, Bassler, 1913). Новые виды *Leptotrypa*, *Eostenopora* и особенно *Leptotrypella* обнаруживают большую близость к видам из нижней части чортковского горизонта Подолии. *Leptotrypella* присутствует также и в горизонте Охесааре, а в последнее время обнаружен в слоях «Тайна» Подолии. *Trematoporina pudlovensis* переходит в каугатумаский горизонт из лудлова, а *Trematoporina porosa*, впервые появляющаяся в каугатумаских отложениях, распространена также выше, в охесаареском горизонте (Dybovski, 1877).

Из криптостомат присутствуют *Fenestella* cf. *pentagona* — вид, известный в нижнем девоне Зеравшана (Вашурова, 1964) и *Orthopora tonolowajensis* из яруса Тоноловей США (Bassler, 1923). Род *Nicklesopora* представлен единичными экземплярами. Новый вид рода *Mediapora*, переходящий далее в охесаареский горизонт, обнаружен в последнее время также в дзвингородских слоях скальского горизонта Подолии.

Мшанки из охесаареского горизонта были собраны на о. Сааремаа в береговом обнажении близ Охесааре. Их систематический состав очень близок к составу мшанок каугатумаского горизонта.

Многочисленные *Fistulipora* принадлежат преимущественно к различным лудловским видам, известным в Северной Америке, в Туве и Арктических районах Советского Союза (Астрова, 1959, 1960), новый вид *Fistuliramus* также морфологически очень близок к лудловскому виду этого рода, распространенному в районах Арктики. *Trematoporina porosa*, новые, исключительно многочисленные виды *Leptotrypella* и *Mediapora*, переходящие из каугатумаского горизонта, так же, как и *Orthopora tonolowajensis*, составляют основную часть мшанкового комплекса этого горизонта. Распространенные в меньшем количестве виды — *Eridotrypa* cf. *minuta, Eridotrypa parvulipora* и *Leptotrypa* cf. *praerhombocella* — являются девонскими элементами горизонта. Эти виды характерны для группы Гельдерберг Северной Америки (Ulrich, Bassler, 1913) и для чортковского горизонта Подолии (Астрова, 1964.)

Таким образом, весь комплекс мшанок каугатумаского и охесаареского горизонтов состоит частью из позднесилурийских видов, присутствующих в малиновецком и скальском горизонтах (в основном в дзвингородских слоях) Подолии, в верхнем лудлове Арктических районов и в слоях Тоноловей Северной Америки, частью же из видов, заведомо нижнедевонских. Некоторые из этих видов принадлежат к типично девонским родам, таким, как *Leptotrypa* и особенно *Eostenopora* и *Leptotrypella*.

Каугатумаский и охесаареский горизонты по позвоночным коррелируются с миниясским и юраским горизонтами Литвы и относятся к даунтонскому ярусу, который рассматривается некоторыми авторами в составе нижнего девона (Obruchev, Karatajute-Talimaa, 1967). По комплексу мшанок каугатумаский и охесаареский горизонты также соответствуют нижнему даунтону, но скорее должны относиться к самому основанию нижнего девона.

## БРАХИОПОДЫ

Первые описания брахиопод силура Эстонии, имеющие теперь в основном историческое значение, приведены в известных работах прошлого века (Murchison, Verneuil, Keyserling, 1845; Eichwald, 1860 и др.; Schrenk, 1854; Schmidt, 1858, 1881). Составленный главным образом Ф. Шмидтом список брахиопод силура Эстонии в последующем был дополнен в работах, касающихся прежде всего биостратиграфии соответствующих слоев (Teichert, 1928; Luha, 1930; Hoppe, 1931; Rosenstein, 1939, 1940b; Аалоэ, 1958, 1960).

Монографическое изучение силурийских брахиопод Эстонии начато сравнительно недавно (Рубель, 1962a, 1963, 1970; Рубель и Модзалевская, 1967). К настоящему времени изучены представители отрядов* Orthida, Pentamerida, Spiriferida (М. П. Рубелем) и Strophomenida (А. К. Рыымусоксом), стратиграфическое распространение которых показано в табл. 15. В эту таблицу включены по предварительным определениям и некоторые известные виды отряда Rhynchonellida. Из-за недостаточной изученности имеющиеся данные по классу Inarticulata здесь не приводятся.

Брахиоподы силура Эстонии представлены широко распространенными родами и видами. Без учета особенностей фациального характера (см. ниже), комплекс брахиопод Эстонии в целом имеет сходный состав с комплексом соседних районов: Латвии (ср. Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967), Швеции (ср. Boucot, Johnson, 1964) и, в частности, о. Готланд (ср. Hede, 1960). Меньше, но все же достаточно много общего имеется и с брахиоподами Англии, Норвегии, а также Подолии. Такое сходство весьма закономерно, поскольку все названные районы силура составляют одну биогеографическую провинцию (Никифорова, 1968).

Если в ордовике территория Эстонии являлась центром развития ряда эндемичных групп (Clitambonitidae, Porambonitidae и др.), то в силуре этого не наблюдается, что можно объяснить улучшением условий миграции брахиопод.

Как видно из таблицы стратиграфического распространения родов (рис. 45), родовой состав брахиопод эстонского силура изменялся довольно быстро. Выясняется, что длительно существовавшие в других районах роды в силуре Эстонии были относительно кратковременными. Это показывает, что в формировании фауны главное значение имел прохорез. При этом доля родов-иммигрантов в более поздних веках постепенно уменьшалась (см. рис. 46).

### Лландовери

Характеризуя распределение брахиопод в лландовери Эстонии, следует иметь в виду, что одновозрастные ассоциации брахиопод, заселяющих разные участки моря, имеют различный состав. Недавно такие сообщества брахиопод были установлены для лландовери Англии (Ziegler, 1965; Ziegler, Cocks, Bambach, 1968), где сообщества *Lingula*, *Eocoelia* и другие занимают определенные относительно береговой линии зоны. В силуре Эстонии в целом еще преждевременно выделять с той же детальностью аналогичные сообщества и поэтому здесь рассматриваются в основном виды, характеризующие определенные фациальные зоны.

* Таксоны семейственной группы по Р. Моору (Moore, 1965).

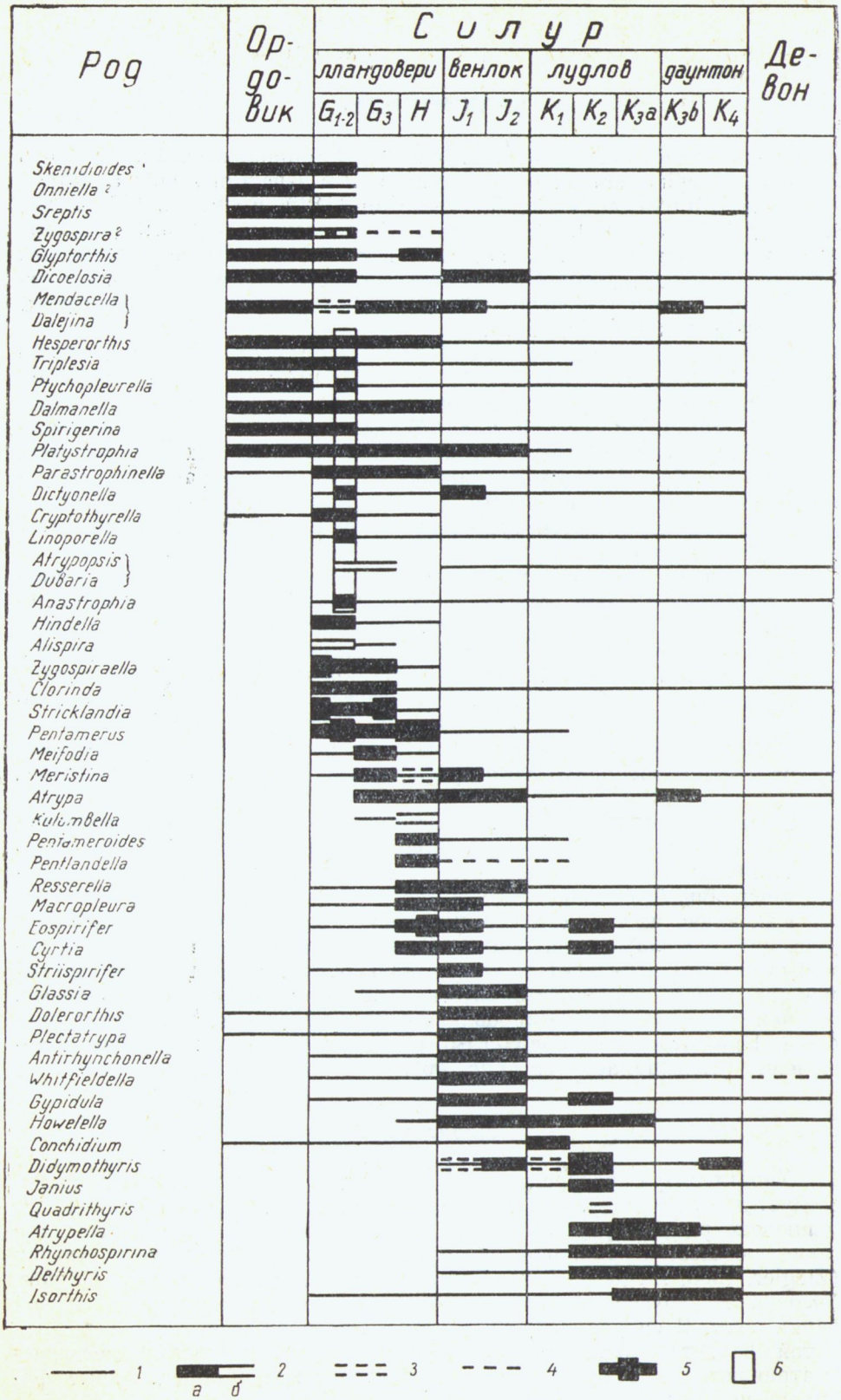



Рис. 45. Стратиграфическое распространение родов брахиопод из отрядов Orthida, Pentamerida, Spiriferida и надсем. Eichwaldiacea и Triplesiacea.

*1* — распространение рода по Р. Моору (Moore, 1965); *2* — то же в Эстонии: *а* — совпадает с ранее известным, *б* — новые данные; *3—4* — предполагаемое распространение в Эстонии (*3*) и по Р. Моору (*4*); *5* — представители рода встречаются в массовом количестве; *6* — представители рода из биогермов юруского горизонта.

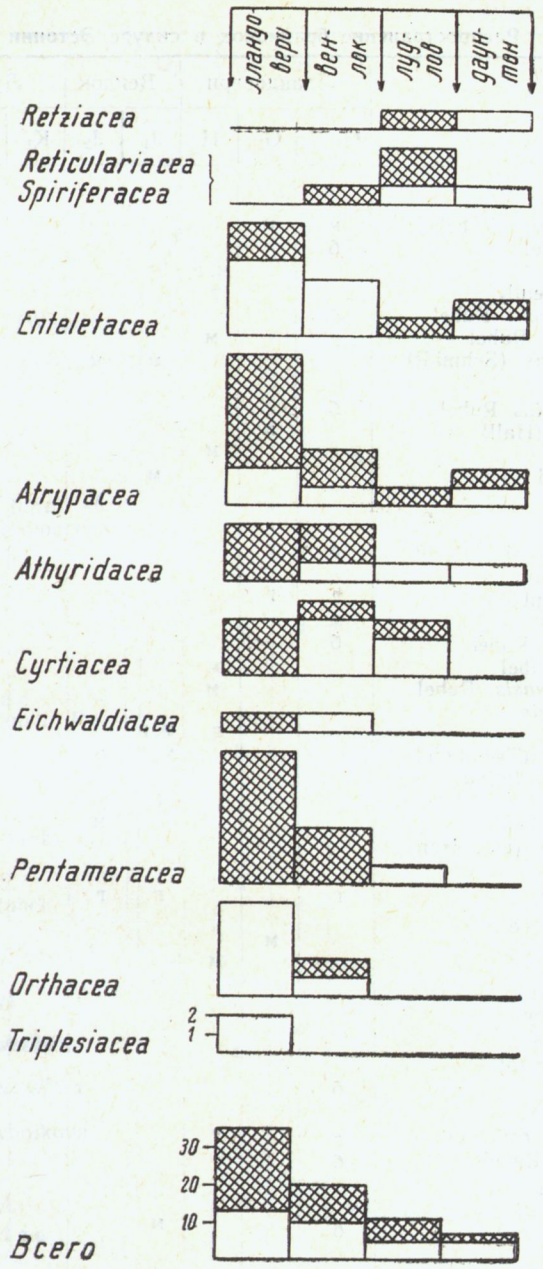



Рис. 46. Изменение числа родов брахиопод по надсемействам в силуре Эстонии. Вертикальный масштаб (число родов) приведен при надсем. Triplesiacea. Заштрихованная часть колонки — число родов, иммигрировавших в соответствующем веке в пределы Эстонии.

Половина распространенных в юрусском горизонте родов брахиопод, в частности ортацеи и энтелетацеи (рис. 45), происходит из ордовика Эстонии. Среди них есть и виды, распространяющиеся преимущественно в относительно глубоководных фациях (в переходной фации, по принятой здесь терминологии) — *Skenidioides lewisi*, *Onniella trigona*. Новые роды появляются в основном в более прибреж-

Таблица 15

**Распространение брахиопод в силуре Эстонии**

| Виды | Лландовери | | | Венлок | | Лудлов | | | Даунтон | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
| Dolerorthidae | | | | | | | | | | |
| *Hesperorthis imbecilla* Rubel | м | м | | | | | | | | |
| *H. hillistensis* Rubel | б | | | | | | | | | |
| *H. torquata* Rubel | | | м, г | | | | | | | |
| *H. davidsoni* (Verneuil) | | | г | | | | | | | |
| *Ptychopleurella erecta* Rubel | б | | | | | | | | | |
| *Glyptorthis irrupta* Rubel | г | | м | | | | | | | |
| *Dolerorthis osiliensis* (Schmidt) | | | | м | м | | | | | |
| Plectorthidae | | | | | | | | | | |
| *Platystrophia affabilis* Rubel | б | | | | | | | | | |
| *P.* cf. *brachynota* (Hall) | | м | | | | | | | | |
| *P.* sp. 1 | | | м | | | | | | | |
| *P. jaaniensis* Rubel | | | | м | | | | | | |
| *P.* sp. 2 | | | | | м | | | | | |
| Skenidiidae | | | | | | | | | | |
| *Skenidioides lewisi* (Davidson) | г | г | | | | | | | | |
| Dalmanellidae | | | | | | | | | | |
| *Onniella trigona* Rubel | г | г | | | | | | | | |
| *O. mediocra* Rubel | м | | | | | | | | | |
| *Dalmanella cyclica* Rubel | б | | | | | | | | | |
| *D. rosensteinae* Rubel | | | м | | | | | | | |
| *Mendacella adaverensis* Rubel | | | м | | | | | | | |
| *Resserella visbyensis* (Lindström) | | | г | м, г | | | | | | |
| *R. concavoconvexa* (Twenhofel) | | | | м, г | м | | | | | |
| *Resserella*? cf. *elegantulina* (Davidson) | | | | г | | | | | | |
| *R. elegantula* (Dalman) | | | | | м | | | | | |
| *Isorthis orbicularis* (Davidson) | | | | | | | | м | м | м |
| Dicoelosiidae | | | | | | | | | | |
| *Dicoelosia* sp. indet. | г | | | г | г | | | | | |
| Rhipidomellidae | | | | | | | | | | |
| *Dalejina* sp. | | м | | | | | | | | |
| *D. phaseola* (Rubel) | | | м | | | | | | | |
| *D. tripartita* (Rubel) | | | г | м | | | | | | |
| *D. hybrida* (Sowerby) | | | | | | | | | м | |
| Linoporellidae | | | | | | | | | | |
| *Linoporella* cf. *punctata* (Verneuil) | б | | | | | | | | | |
| Triplesiidae | | | | | | | | | | |
| *Streptis monilifera* (M'Coy) | г | | | | | | | | | |
| *Triplesia maennili* Rubel | б | | | | | | | | | |
| Eichwaldiidae | | | | | | | | | | |
| *Dictyonella capewelli* (Davidson) | б | | | м | | | | | | |
| Leptellinidae | | | | | | | | | | |
| *Leangella crassa* Rõõmusoks | г | | | | | | | | | |
| *L.* sp. | | г | | | | | | | | |
| Sowerbyellidae | | | | | | | | | | |
| *Eoplectodonta* sp. 1 | г | | | | | | | | | |
| *E.* sp. 2 | г | | | | | | | | | |
| *E.* sp. 3 | | г | | | | | | | | |
| *Eoplectodonta* sp. 4 | | | г | | | | | | | |
| *Ygera* sp. 1 | | | м | | | | | | | |
| *Y.* cf. *transversalis* (Wahlenberg) | | | м, г | | | | | | | |
| *Y.* sp. 2 | | | | г | | | | | | |
| Y. sp. 3 | | | | г | | | | | | |
| *Y. nimia* Rõõmusoks | | | | м | г? | | | | | |

*Продолжение табл. 15*

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Strophomenidae | | | | | | | | | | |
| *Furcitella hillistensis* Rõõmusoks | м, б | | | | | | | | | |
| *Rafinesquina* sp. | г | | | | | | | | | |
| Leptaenidae | | | | | | | | | | |
| *Leptaena* sp. 1 | б | | | | | | | | | |
| *L.* sp. 2 | б, г | | | | | | | | | |
| *L.* sp. 3 | | | г | ? | | | | | | |
| *L. levis* Rõõmusoks | | | | м, г | | | | | | |
| *L. cf. rhomboidalis* (Wahlenberg) | | | | м | | | | | | |
| *L. rhomboidalis* (Wahlenberg) | | | | | м | | | | | |
| *L.* sp. 4 | | | | | м | | | | | |
| *L.* sp. 5 | | | | | | | | м | м | |
| Strophеodontidae | | | | | | | | | | |
| *Amphistrophia* ? sp. | | | | м | | | | | | |
| *A.* sp. | | | | | м | | | | | |
| *Douvillina* (*Mesodouvillina*) sp. | | | | | | | | м | | |
| *D.* (*M.*) *neglecta* Rõõmusoks | | | | | | | | | м | |
| *Shaleria* (*Shaleria*) sp. | | | | | | | | | | м |
| Meekellidae | | | | | | | | | | |
| *Fardenia* sp. 1 | м, б | | | | | | | | | |
| *F.* ? sp. | | м | м | | | | | | | |
| *Fardenia* sp. 2 | | | | | | | м | | | |
| «*Schellwienella*» sp. | | | | | | | м | | | |
| Parastrophinidae | | | | | | | | | | |
| *Parastrophinella indistincta* Rubel | б | м | | | | | | | | |
| *P.* sp. | м | | м | | | | | | | |
| *Anastrophia* sp. | б | | | | | | | | | |
| Stricklandiidae | | | | | | | | | | |
| *Stricklandia lens* (Sowerby) forma a | м | | | | | | | | | |
| forma b | | м | | | | | | | | |
| *Kulumbella estonica* Rubel | | | м | | | | | | | |
| Pentameridae | | | | | | | | | | |
| *Pentamerus borealis* (Eichwald) | м | | | | | | | | | |
| *P. pumilus* (Eichwald) | | м | | | | | | | | |
| P. *oblongus* (Sowerby) | | м | м | | | | | | | |
| *Pentameroides* sp. | | | м | | | | | | | |
| *Clorinda undata* (Sowerby) | г | г | | | | | | | | |
| *C.* sp. | м | | | | | | | | | |
| *Antirhynchonella* cf. *linguifera* (Sowerby) | | | | г | г | | | | | |
| «*Gypidula*» *magna* Rybnikova | | | | м | м | | б | | | |
| *Conchidium* sp. | | | | | | м | | | | |
| Oligorhynchidae | | | | | | | | | | |
| *Rhynchotreta* sp. Rubel | | | | м | м | | | | | |
| Rhynchotrematidae | | | | | | | | | | |
| *Stegorhynchella borealis* (Schlotheim) | б | м | м | м | м | | | | | |
| Uncinulidae | | | | | | | | | | |
| *Estonirhynchia estona* (Schmidt) | | | | м | | | | | | |
| *Sphaerirhynchia* sp. | | | | м | м | | б | | | |
| Camarotoechiidae | | | | | | | | | | |
| *Plagiorhyncha subanaloga* (Rybnikova) | | | | г | | | | | | |
| «*Camarotoechia*» *kiltsiensis Teichert* | м | | | | | | | | | |
| «*C.*» *bidentata* (Hisinger) | | | | м | м | | | | | |
| «*C.*» *diodonta* (Dalman) | | | | | б | | б | | | |
| «*C.*» *pseudobidentata* Rybnikova | | | | | | | | | м | м |
| «*C.*» *nucula* (Sowerby) | | | | м | м | м | м | м | м | м |

*Продолжение табл. 15*

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Atrypidae | | | | | | | | | | |
| *Zugospira ? aprinis* (Verneuil) | м | | | | | | | | | |
| *Zygospiraella duboisi* (Verneuil) | м | м, г | | | | | | | | |
| *Alispira gracilis* Nikiforova | м | | | | | | | | | |
| *Spirigerina porkuniana* Jaanusson | м | | | | | | | | | |
| *S. hillistensis* Rubel | б | | | | | | | | | |
| *Atrypa hedei* Struve | | м | м, г | | | | | | | |
| *A. dzwinogrodensis* Kozlowski | | | г | м, г | м | | | | м | |
| *Pentlandella tenuistriata* Rubel | | | м, г | | | | | | | |
| *Plectatrypa* cf. *imbricata* (Sowerby) | | | | м | | | | | | |
| *P.* sp? | | | | | м | | | | | |
| Lissatrypidae | | | | | | | | | | |
| *Meifodia ovalis* Williams | | г | | | | | | | | |
| *Atrypopsis reclinis* Rubel | б | м | | | | | | | | |
| *Glassia obovata* (Sowerby) | | | | г | | | | | | |
| *Atrypella prunum* (Dalman) | | | | | | | м | м | м | |
| Rhynchospirinidae | | | | | | | | | | |
| *Homoeospira* cf. *bouchardi* (Davidson) | | | | | | | г | м | м | |
| *H. baylei* (Davidson) | | | | | | | | м | м | м |
| Meristellidae | | | | | | | | | | |
| *Hindella extenuata* Rubel | м | | | | | | | | | |
| *Cryptothyrella* cf. *crassa* (Sowerby) | м, б | | | | | | | | | |
| *Meristina* cf. *tumida* (Dalman) | | м | | м | | | | | | |
| *M. tumida* (Dalman) | | | | м, г | | | | | | |
| *Whitfieldella upsilon* (Barrande) | | | | м | м, б | | | | | |
| Athyrididae | | | | | | | | | | |
| *Didymothyris didyma* (Dalman) | | | | ? | | aff. | м | | | |
| *D. biohermica* Rubel | | | | | б | | б | | | |
| *D. katriensis* Rubel | | | | | | | б | | | |
| *D. ? collaris* Rubel | | | | | | | | | | м |
| Cyrtiidae | | | | | | | | | | |
| *Macropleura* sp. | | | м | м | | | | | | |
| *Eospirifer radiatus* (Sowerby) | | | м | м, г | | | м | | | |
| *E. profusus* Rubel | | | г | | | | | | | |
| *Cyrtia exporrecta* (Wahlenberg) | | | г | | | | | | | |
| *C. trapezoidalis* Hisinger | | | г | м | г | | | | | |
| *C. laevis* Rubel | | | | г | | | г | | | |
| *Striispirifer* sp. | | | | г | | | | | | |
| *Janius schmidti* (Lindström) | | | | | | | м | | | |
| Delthyrididae | | | | | | | | | | |
| *Howelella nucula* (Barrande) | | | | м | | | | | | |
| *H. cuneata* Rubel | | | | м | м | | | | | |
| *H. cuniculi* Rubel | | | | | | м | | | | |
| *H. angulata* Rubel | | | | | | | | м | | |
| *H. elegans* Muir-Wood | | | | | | | м | | | |
| *Delthyris elevata* Dalman | | | | | | | м | м | м | м |
| *D. magna* Kozlowski | | | | | | | м | м | м | м |
| Reticulariidae | | | | | | | | | | |
| *Quadrithyris sinuata* Rubel | | | | | | | б | | | |

Примечание. Распространение видов отмечено следующим образом: б — в биогермах, м — в прибрежных фациях (в отмельной и детритовой) и г — в относительно глубоководной (переходной) фации.

ных фациях (в отмельной и детритовой), например все пентамериды и многие атрипиды: *Zygospiraella*, *Alispira*, *Atrypopsis*.

Хотя половина родов юруского горизонта унаследована из ордовика, число общих для ордовика и силура видов небольшое: *Skenidioides*

*lewisi*, *Streptis monilifera* и *Spirigerina porkuniana*. Первые два найдены только в пределах переходной фациальной зоны. Руководящими видами для всего горизонта являются *Stricklandia lens* forma a, *Pentamerus borealis* и *Clorinda undata*.

Основываясь на известных данных о распространении брахиопод, можно полагать, что наиболее резко выражена граница между переходной и детритовой фациальными зонами, населенными соответственно брахиоподами сообществ *Clorinda* и *Stricklandia* (Rubel, 1970). Эта граница, устанавливаемая по распространению пяти видов (рис. 47, 48), рассматривается нами как граница между прибрежными мелко- и относительно глубоководными фациями. Несомненно, что известные пентамеровые банки со скоплениями *Pentamerus borealis* можно сопоставить с сообществом *Pentamerus* Англии, хотя состав и границы распространения его в юруском горизонте не так ясно выражены. Отметим еще, что наряду с *Pentamerus borealis* массовые скопления образуют также *Stricklandia lens* и *Zygospiraella duboisi*.

Брахиоподы *Linoporella*, *Ptychopleurella*, *Anastrophia* известны в Эстонии только из биогермов. Они и сосуществующие с ними другие брахиоподы рассматриваются в качестве самостоятельного сообщества (Rubel, 1970).

Брахиоподы райккюлаского горизонта еще мало изучены, в частности их распространение. Все же можно отметить, что число брахиопод незначительно в северо-западной части выходов. Более богатая фауна брахиопод обнаружена в ряде скважин в Средней и Южной Эстонии.

Граница между относительно глубоководными и мелководными фациями четко по брахиоподам не определяется. К первым отнесены районы скв. Охесааре и Абья, резко отличающиеся по своей фаунистической характеристике от полосы выходов и района расположения остальных буровых скважин. Морфологические различия между экземплярами вида *Zygospiraella duboisi* из юруского и райккюлаского горизонтов настолько незначительны, что не позволяют придать им самостоятельный номенклатурный статус, но ареалы этих форм (учитывая и распространение в пределах Латвии) в названных двух горизонтах экологически различны: в юруское время *Z. duboisi* встречается только в детритовой фации, а в райккюлаское время — и в переходной фации, вместе с *Clorinda undata*. Это подтверждается также южной границей известного ареала *Stricklandia lens* forma b (рис. 49).

В райккюласком горизонте в прибрежных фациях появляются новые иммигранты — роды *Atrypa*, *Meristina*, а в переходной фации — род *Meifodia*.

До сих пор считали, что представители рода *Pentamerus* не распространены в райккюласком горизонте. Новые, пока еще малочисленные находки заставили нас изменить это мнение. Так, установлено, что в райккюласком горизонте несомненно встречается самостоятельный вид *Pentamerus pumilus*, а также формы, отнесенные к виду *P. oblongus*, хотя они по размерам и меньше типичных представителей этого вида. Таким образом, в лландовери Эстонии, так же, как и в Норвегии (St. Joseph, 1938), род *Pentamerus* существовал непрерывно в течение длительного времени.

Адавереский горизонт. Распространение *Pentamerus oblongus* является основой для выделения прибрежных фаций (рис. 50). Отметим, что *P. oblongus* встречается в адавереском горизонте в прослойках, где раковины при захоронении нередко сортировались по размерам.

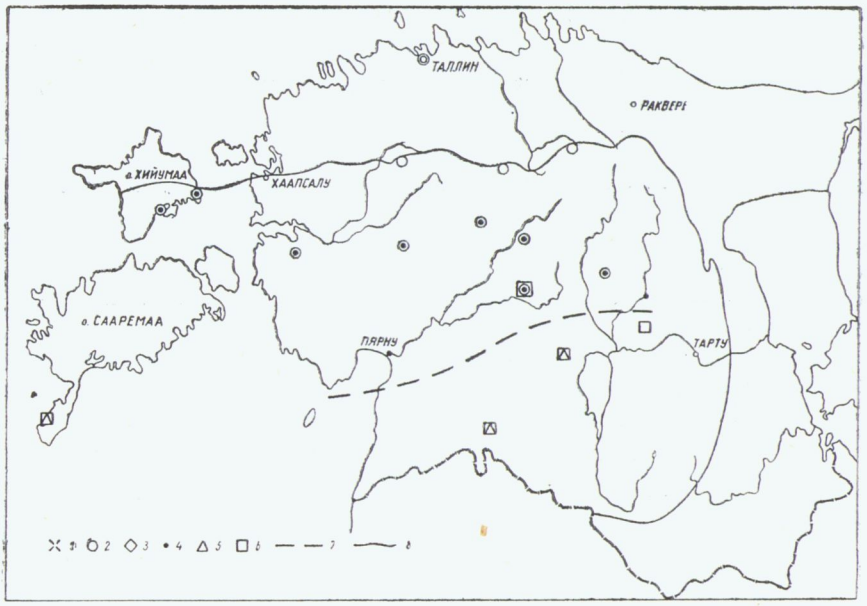



**Рис. 47.** Распространение руководящих брахиопод в нижней половине юруского горизонта.

*1* — биогермы; *2* — *Zygospiraella duboisi*; *3* — *Pentamerus borealis*; *4* — *Stricklandia lens*; *5* — *Clorinda undata*; *6* — *Skenidioides lewisi*; *7* — граница между глубоководной и мелководной зонами; *8* — граница распространения отложений.

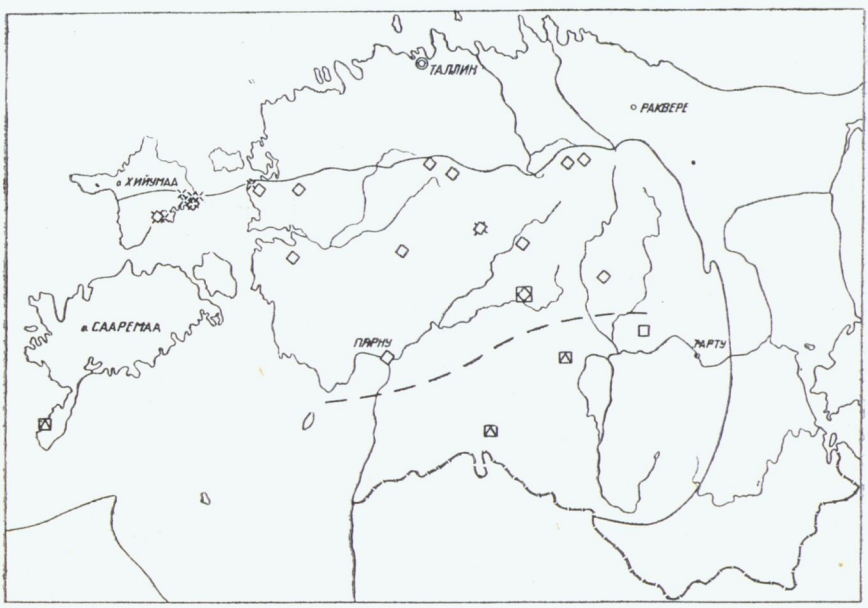



**Рис. 48.** Распространение руководящих брахиопод в верхней половине юруского горизонта.

Условные обозначения см. рис. 47.

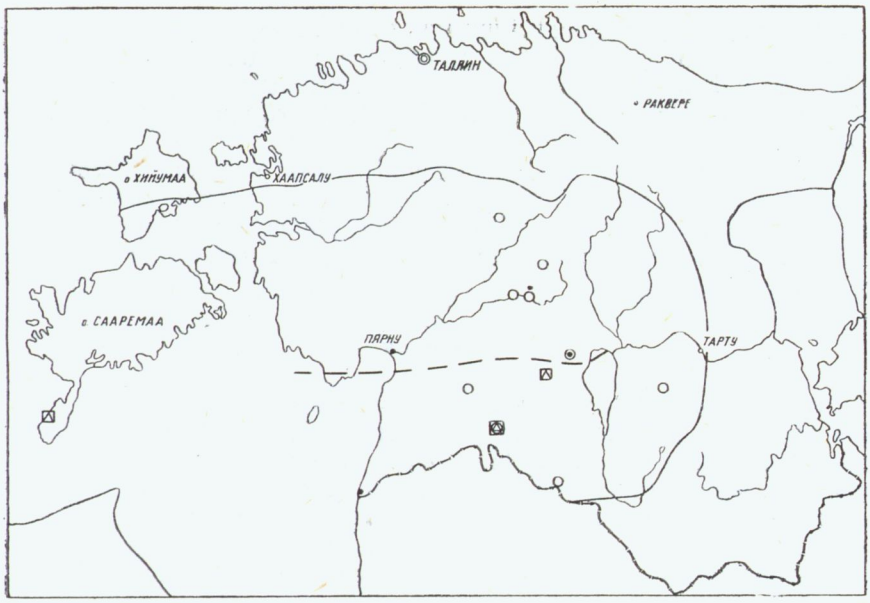



Рис. 49. Распространение руководящих брахиопод в райккюласком горизонте.
**Условные обозначения см. рис. 47.**

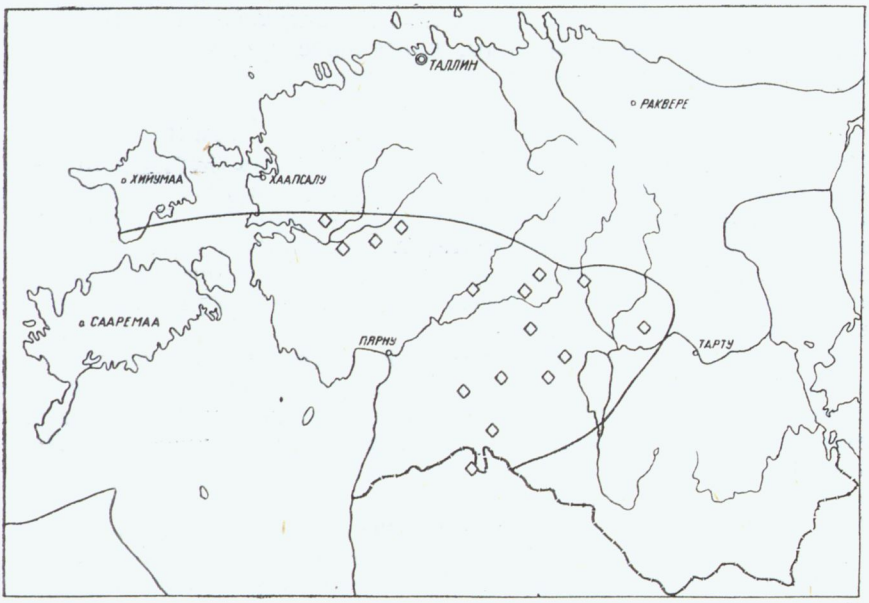



Рис. 50. Распространение *Pentamerus oblongus* ( ◇ ) в адавереском горизонте.

По сравнению с предыдущими горизонтами прибрежные фации адавереского горизонта переместились на юг, даже за пределы Эстонии. *P. oblongus* не найден только в юго-западной части Эстонии. Вместо него там появляются виды *Eospirifer profusus*, *Cyrtia trapezoidalis*, *Resserella visbyensis*.

Следует отметить, что характерные для венлока Эстонии роды *Cyrtia*, *Resserella*, *Eospirifer* появляются уже в адавереское время. Заслуживает внимания тот факт, что такое обновление фауны брахиопод в адавереское время происходит в основном в пределах относительно глубоководных фаций.

## Венлок

Относительно ограниченное распространение венлокских отложений в пределах Эстонии не дает достаточно хорошей основы для выделения биофациальных зон. Наоборот, большое число общих видов среди венлокских брахиопод Эстонии и Латвии говорит об уравнивании фациальной обстановки на относительно обширной территории.

По сравнению с лландоверийскими биогермы венлока (в яагарахуском горизонте) заметно беднее брахиоподами. Здесь также появляется меньше новых родов (см. рис. 46).

Комплекс брахиопод яаниского горизонта богаче яагарахуского. По составу брахиопод несколько отличаются отложения горизонта в более северных обнажениях и в скважинах Охесааре и Икла. Только в этих скважинах встречены *Glassia obovata*, *Plagiorhyncha subanaloga*, *Resserella*? cf. *elegantulina*, распространенные и в венлоке Латвии.

Наиболее западные обнажения — Ундва, Суурику — имеют наибольшее число общих с силуром о. Готланд видов. Такими видами являются *Macropleura* sp., *Dictyonella capewelli*, *Resserella visbyensis*. Из общего состава брахиопод яаниского горизонта в Эстонии выделяются: 1) виды, распространенные только в этом горизонте: *Plectatrypa* cf. *imbricata*, *Dalejina tripartita*, *Plagiorhyncha subanaloga* и *Resserella*? cf. *elegantulina* и 2) виды, длительное существование которых в силуре Эстонии начинается с этого горизонта: *Atrypa dzwinogrodensis*, «*Camarotoechia*» *nucula*.

Выход яагарахуского горизонта характеризуется многочисленными биогермами (см. Аалоэ, 1956) и соответственно наличием многих родов, известных из биогермов о. Готланд. Необходимо, однако, отметить, что основная часть брахиопод яагарахуского горизонта унаследована из яаниского горизонта, т. е. из биотопа без преобладания биогермов. Поэтому лишь несколько видов — *Didymothyris biohermica*, «*Camarotoechia*» *bidentata*, *Plectatrypa* sp. — могут рассматриваться как обитатели только биогермов.

Яагарахуский комплекс брахиопод отличается от яаниского в основном отсутствием целого ряда видов (см. выше), а также немногочисленными брахиоподами, распространение которых в Эстонии начинается с яагарахуского горизонта (*Didymothyris biohermica*, *Howelella cuneata*).

## Лудлов

Лудлов Эстонии начинается с роотсикюлаского горизонта, по фациальным условиям резко отличающегося от всех других горизонтов. Брахиоподы в роотсикюласком горизонте малочисленны. Для верхнесилурийских отложений, происхождение которых свя-

зано с лагунами или с участками моря повышенной солености, выявлено характерное сообщество брахиопод («hyper-saline-marine association»; Fischer, 1957), состоящее из родов «*Camarotoechia*», *Greenfieldia* и *Lingula*. Представители этих родов — *Lingula* sp. indet., «*Camarotoechia*» *nucula* и подсемейства Protathyridinae — *Didymothyris* aff. *didyma** встречаются и в роотсикюласком горизонте, происхождение отложений которого, наоборот, связывается со средой пониженной солености (Эйнасто, 1968). Кроме названных, возможно эвригалинных, брахиопод, в роотсикюласком горизонте найдены еще *Howelella cuneata*, *H. cuniculi* и *Conchidium* sp. Из них *H. cuniculi* является специфическим только для определенных слоев роотсикюлаского горизонта.

Постепенное восстановление более или менее нормального морского режима в лудлове Эстонии сопровождается иммиграцией новой фауны брахиопод, которая с незначительными отклонениями, связанными с развитием биогермов в паадлаское время, выдерживается до конца силура. Наиболее характерной чертой двух верхних горизонтов лудлова Эстонии является преобладание (по численности) одного-двух видов. Это относится прежде всего к видам *Didymothyris didyma* в паадласком и *Atrypella prunum* в курессаареском горизонтах. Виды эти нередко образуют биоморфные прослойки, что указывает на локальный кратковременный расцвет названных видов и характеризует их как обитателей густонаселенных биоценозов, близких к банкам (Hoppe, 1931). Каким образом этот расцвет связан с изменениями среды, еще неясно.

Некоторое исключение в этом отношении составляет паадлаский горизонт, во время образования отложений которого были широко развиты биогермы. По относительному обилию брахиопод биогермы паадлаского горизонта можно сравнить с лландоверийскими биогермами Эстонии. По видовому составу они содержат почти все те же брахиоподы, что и биогермы о. Готланд: *Howelella elegans*, *Janius schmidti*, *Didymothyris biohermica*, «*Camarotoechia*» *diodonta*, но не всегда того же стратиграфического возраста. Неодновременное стратиграфическое распространение брахиопод в биогермах Эстонии и о. Готланд указывает на их жизнеспособность только в этой фации.

Курессаареский горизонт отличается от предыдущего исчезновением брахиопод биогермной фации, а также представителей рода *Didymothyris*. Многочисленны здесь *Atrypella prunum*, *Isorthis orbicularis* и «*Camorotoechia*» *nucula*. В этом горизонте впервые широкое распространение получают виды рода *Homoeospira* и *Delthyris*, известные уже из предыдущего горизонта, но только по скважине Охесааре.

### Даунтон

Даунтон в Эстонии характеризуется почти полным отсутствием иммигрантов: все роды известны уже из более ранних горизонтов, в частности из курессаареского. Лишь роды *Dalejina* и *Atrypa* снова появляются в каугатумаском горизонте после заметного перерыва в лудлове.

Число видов многочисленных брахиопод в двух горизонтах даунтона Эстонии небольшое, и по видовому составу эти горизонты почти не отличаются.

Наиболее характерны для каугатумаского горизонта ви-

* Род *Greenfieldia* является возможным синонимом рода *Protathyris*; из состава последнего выделен род *Didymothyris*.

ды *Dalejina hybrida*, *Howelella angulata*, *Isorthis orbicularis* и *Atrypella prunum*.

Брахиоподы охесаареского горизонта распространены послойно, причем в слоях один-два вида доминируют над другими. В размерах раковин по отдельным слоям наблюдается заметная разница, например у вида *Homoeospira baylei*. Охесаареский горизонт отличается от каугатумаского отсутствием вида *Atrypella prunum* и наличием единственного характерного только для него вида *Didymothyris? collaris*. По-прежнему в массовом количестве встречаются *Delthyris magna*, *Isorthis orbicularis*, *Homoeospira baylei*.

## МОЛЛЮСКИ

В силурийских отложениях Эстонии остатки моллюсков встречаются довольно часто, хотя они менее многочисленны, чем кораллы или брахиоподы. Меньшее внимание к моллюскам обусловлено их слабой изученностью. В то время как ордовикские моллюски Эстонии изучены (Э. Кокеном, Х. Шредером, К. Тейхертом, З. Г. Балашовым, Х. Стумбуром и др.) весьма основательно, по силурийским моллюскам специальных трудов не имеется. Настоящий обзор составлен в основном по материалам разных старых работ, в которых упоминаются и моллюски (Schmidt, 1858, 1881, 1891; Twenhofel, 1916; Teichert, 1928; Luha, 1930; Hoppe, 1931 и др.). Использованы также данные исследований по соседним регионам (Lindström, 1884; Балашов, Киселев, 1968; Синицина, 1968). В приведенном списке моллюсков несколько упорядочена номенклатура видов и родов (табл. 16)*. Несомненно, что ревизия по существу и изучение новых материалов должны в ближайшие годы явиться одними из первоочередных задач.

Несмотря на сравнительно небольшое количество видов (55), моллюски дают ценную экологическую и стратиграфическую информацию.

Меньше всего их найдено в лландовери, причем в списке (см. табл. 16) полностью отсутствуют двустворки. Последнее можно объяснить еще недостаточной изученностью этих ископаемых организмов.

В наибольшем количестве остатки моллюсков обнаружены в яаниском, паадласком и охесаареском горизонтах, причем особенно в паадласком, а частично и в охесаареском горизонте хорошо выявляется их концентрация по отдельным слоям, фациальным нишам. Вместе с моллюсками обитали брахиоподы, но кораллы в этих ассоциациях почти не встречаются.

В зависимости от фациальных условий (см. гл. V) изменяется и групповой состав моллюсков. Если в яаниских, сравнительно открытоморских отложениях главную роль играют брюхоногие и головоногие, то в более прибрежных отложениях паадлаского и охесаареского горизонтов ведущими являются двустворки (большое количество цефалопод в Охесааре, возможно, объясняется их вторичным обогащением, заносом в прибрежные отложения). Существенное значение имеют моллюски и в роотсикюласком горизонте, где остатки остальной морской фауны весьма редки.

Руководящими для этих горизонтов являются следующие формы: для яаниского — *Euomphalopterus alata*, *Loxonema intumescens* и ряд форм, общих с яагарахуским горизонтом, таких, как *Nuculites ovatus*, *Poleumita globosa*, *P. discors*, *P. sculptum*, *Dawsonoceras annulatum*, *Gomphoceras pyriforme*; для роотсикюлаского — *Pteronitella retroflexa*

* Автор благодарит И. Н. Синицину за консультации.

Таблица 16

**Распространение моллюсков в силуре Эстонии**

| Виды | Лландовери | | | Венлок | | Лудлов | | | Даунтон | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
| **Bivalvia** | | | | | | | | | | |
| *Nuculites ovatus* Sowerby | | | | + | + | | | | | |
| *Pterinea* (?) *reticulata* Hisinger | | | | | | + | + | | + | + |
| *Pteronitella retroflexa* (Wahlenberg) | | | | | | + | + | + | + | + |
| *Megalomus gotlandicus* Lindström | | | | | | | + | | | |
| *Palaeopecten danbyi* (McCoy) | | | | | | | + | | | |
| *Modiolopsis antiqua* Sowerby | | | | + | | | | | | |
| *M. complanata* Sowerby | | | | | | | | | | + |
| *Goniophora cymbaeformis* (Sowerby) | | | | | | | + | | | +? |
| *Cardiola interrupta* Sowerby | | | | | | | | | | + |
| *Ilionia prisca* (Hisinger) | | | | | | | + | + | | |
| *Grammysia obliqua* (McCoy) | | | | | | | | | | + |
| **Gastropoda** | | | | | | | | | | |
| *Bellerophon dilatatus* Sowerby | | | + | | | | | | | |
| *B. taenia* Lindström | | | | | | | + | | | |
| *Worthenia* sp. | | | | | | | | | | + |
| *«Pleurotomaria»* cf. *claustrata* Lindström | | | | + | | | | | | |
| *«P.» undata* Sowerby | | | | | | | + | | | |
| *Euomphalopterus carinifer* Koken | + | | | | | | | | | |
| *E. alata* (Wahlenberg) | | | | + | | | | | | |
| *Poleumita undiferus* (Schmidt) | | | + | | | | | | | |
| *P. discors* (Sowerby) | | | | + | + | | | | + | |
| *P. globosa* (Schlotheim) | | | | + | + | | | | | |
| *P. sculptus* (Sowerby) | | | | + | + | | | | | |
| *Trochonema peraltum* Koken | + | | | | | | | | | |
| *Platyceras cornutum* (Hisinger) | | | | + | + | | | | | |
| *Cyclonema hiiumaa* Teichert | + | | | | | | | | | |
| *C. striatus* (Hisinger) | | | | + | | | | | | |
| *«Platyschisma» helicites* Sowerby * | | | | | | + | + | | | |
| *Pycnomphalus acutus* Lindström | | | | | | | + | | | |
| *Murchisonia exilis* (Eichwald) | + | | | | | | | | | |
| *M. subalata* Hall | | + | | | | | | | | |
| *M.* cf. *obtusangula* Lindström | | | | + | | | | | | |
| *M. compressa* Lindström | | | | | | + | + | | | |
| *M.* sp. sp. | | | | | + | | | | + | + |
| *Loxonema intumescens* Lindström | | | | + | | | | | | |
| *L. sinuosum* (Sowerby) | | | | | | | + | | | |
| *L. ? attenuatum* Lindström | | | | | | | + | | | |
| **Cephalopoda** | | | | | | | | | | |
| *Bickmorites falcigerum* (Eichwald) | | | | | | | | | + | |
| *Lechritrochoceras* sp. | | | | + | | | | | | |
| *Michelinoceras («Orthoceras») nummularium* (Sowerby) | ± | | | | | | | | | |
| *M. («O.») canaliculatum* (Sowerby) | | | + | + | + | | | | | |
| *M. («O.») tenuis* Wahlenberg | | | | | | + | | | | |
| *M. («O.») bullatum* Sowerby | | | | | | | | + | + | + |
| *M. («O.») schmidti* Boll | | | | | | | | | + | + |
| *M. («O.») tracheale* Sowerby | | | | | | | | | | + |

*Продолжение таб. 16*

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Kionoceras* cf. *strix* Hall & White | | | | + | | | | | | |
| *Cycloceras ibex* (Sowerby)? | + | | | | | | | | | |
| *Dawsonoceras annulatum* (Sowerby) | | | | + | + | | | | | |
| *Ascoceras manubrium* Lindström | | | | | | | +? | | | |
| *A.* sp. | | | | | | | | | | + |
| *Cyrtogomphoceras paradoxum* (Eichwald) | | | + | | | | | | | |
| *Stokesoceras balticum* Balaschov | | | + | | | | | | | |
| *Gomphoceras pyriforme* (Sowerby) | | | | + | + | | | | | |
| *G.* sp. | | | | | | | + | | | |
| «*Cyrtoceras*» sp. sp. | | | | + | | | | | | + |
| *Eushantungoceras pseudoimbricatum* (Barrande) | | | | | | | + | | | |

* Вероятно, синоним *Pycnomphalus acutus* Lindström, 1884.

и «*Platyschisma*» *helicites*; для паадлаского — *Ilionia prisca, Murchisonia compressa, Palaeopecten danbyi, Bellerophon taenia, Eushantungoceras pseudoimbricatum*; для охесаареского — *Grammysia obliqua, Modiolopsis complanata* и др.

Для целей корреляции моллюски представляют значительный интерес. В данном случае их значение снижается слабой изученностью и отсутствием точных данных об интервале распространения видов, однако большое количество установленных в других регионах форм позволяет все же сделать некоторые выводы.

Среди венлокских моллюсков наиболее широко распространен *Dawsonoceras annulatum*, встречающийся в венлокских сланцах Англии, в китайгородском горизонте Подолии, в папреняйских и бирштонских слоях Литвы. В последнем районе он распространен и выше — до миниясских слоев, но наиболее характерен для первых двух (Саладжюс, 1966, 1968а). Много общих видов среди гастропод венлока Готланда и Эстонии, например *Euomphalopterus alata, Poleumita discors* (встречается также и в венлокском известняке Англии), *P. sculptus, Loxonema intumescens* и др. *Poleumita globosa* на о. Готланд переходит и в низы лудлова.

На фоне в общем хорошей сходимости данные о распространении некоторых видов противоречат современным представлениям о корреляции разрезов. Например, *Loxonema sinuosum* и *L. ? attenuatum* встречаются в Эстонии и Литве (в нерисских и пагегяйских слоях) в лудлове, а на о. Готланд — в венлоке. В то же время названные выше *Euomphalopterus alata, Poleumita discors* и *P. sculptus* в Подолии распространяются в малиновецком горизонте.

Наибольшее число общих видов имеется в фаунулах паадлаского горизонта и слоев Хемсе о. Готланд (*Megalomus gotlandicus, Bellerophon taenia, Ascoceras manubrium, Murchisonia compressa*; последний встречен также в роотсикюласком горизонте и в слоях Клинтеберг). Часть их, имеющая несколько более широкий диапазон распространения, известна также из малиновецкого горизонта Подолии (*Palaeopecten danbyi, Ilionia prisca*). Руководящий для этого уровня вид *Eushantungoceras pseudoimbricatum* распространен кроме названных мест также в Англии, в слоях Эльтон (Балашов, Киселев, 1968).

Моллюски из более высоких горизонтов не дают в настоящее время достаточно однозначной информации. Наряду с такими узкораспространенными формами, как *Modiolopsis complanata* (Англия, верхний Витклифф), *Grammysia obliqua* (Подолия, верхи скальского горизонта), *Michelinoceras bullatum* (Англия, слои Брингевуд, Лейнтвордин и Витклифф), встречается много видов, распространение которых не может быть так просто объяснено (*Cardiola interrupta*, *Pteronitella retroflexa* и др.). Тем не менее общая тенденция изменения комплексов интерпретируется достаточно однозначно.

В. Ю. Саладжюс (1968а) пришел к выводу, что состав моллюсков миниякских и юраских слоев дает основание считать эти слои раннедевонскими. Комплекс моллюсков каугатумаского и охесаареского горизонтов значительно менее богат, чем описанный В. Ю. Саладжюсом, и в нем «девонский» элемент отсутствует. Наоборот, большинство установленных в этих горизонтах видов происходит из верхнего лудлова Англии и скальского горизонта Подолии.

В данном случае нет необходимости обсуждать достоверность вывода В. Ю. Саладжюса, ясно лишь одно, что в миниякских и юраских слоях появляется несколько родов моллюсков (*Nucula*, *Modiomorpha*, *Cypricardinia*, *Coralloceras*), которые в других регионах встречаются начиная с девона. Появление новых элементов на границе двух периодов — вполне закономерное явление и несомненно этого следует ожидать как в каугатумаском, так и в охесаареском горизонтах Эстонии. Дальнейшие исследования должны выяснить размах и сущность этого процесса.

## ТРИЛОБИТЫ

В настоящее время из силура Эстонии известно около 70 видов трилобитов. Из них примерно половина представлена еще недостаточно изученными или неописанными формами.

Около $^3/_4$ всех известных видов происходят из полосы выходов и характеризуют относительно прибрежную (детритовую) фациальную зону силурийского моря. Остальные, в основном еще не описанные виды характерны для более глинистой, переходной фациальной зоны.

Преобладающее большинство видов ($^3/_4$) принадлежит к следующим шести родам (в скобках указано количество видов): *Encrinurus* (12), *Calymene* (10), *Acernaspis* (9), *Proetus* (6), *Bumastus* (6), *Stenopareia* (4). Представители родов *Encrinurus*, *Acernaspis*, *Stenopareia* и *Bumastus* в общем характерны для лландовери, представители *Calymene* и *Proetus* для венлока и лудлова. Из остальных родов на территории Эстонии встречены только в лландовери *Cheirurus*, *Deiphon* и *Platylichas*, только в венлоке — *Dalmanites*, *Cyphoproetus*, *Warburgella*, *Arctinurus* и *Anacaenaspis*, только в даунтоне — *Acaste*, *Leonaspis*, *Otarion* и *Scutellum* распространяются в лландовери и венлоке.

Почти все виды встречаются только в каком-либо одном горизонте или в его части и являются тем самым хорошими руководящими формами. Вообще стратиграфическое значение силурийских трилобитов велико, но широкому их использованию препятствует сравнительно редкая встречаемость. Лишь некоторые виды (*Encrinurus rumbaensis*, *E. schmidti*, *E. punctatus*, *Calymene* sp., *Calymene* cf. *tuberculosa*, *Dalmanites* sp., *Proetus osiliensis*, *P. conspersus*, *Cyphoproetus* sp. *Acernaspis* ? *konoverensis*) встречаются часто.

Излагаемый ниже краткий обзор стратиграфического распространения трилобитов в силурийских отложениях территории Эстонской ССР основывается как на данных литературы (Schmidt, 1881—1907;

Таблица 17

**Распространение трилобитов в силуре Эстонии**

| Виды | Лландовери | | | Венлок | | Лудлов | | | Даунтон | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
| Thysanopeltidae | | | | | | | | | | |
| *Scutellum estonicum* (Schmidt) | | | + | | | | | | | |
| *S. marklini* (Angelin) ? | | | + | | | | | | | |
| *S. polyactin* (Angelin) | | | | + | | | | | | |
| Illaenidae | | | | | | | | | | |
| *Bumastus* sp. a | + | | | | | | | | | |
| *B.* sp. b | + | | | | | | | | | |
| *B.* ? sp. c | + | | | | | | | | | |
| *B.* sp. | | | + | | | | | | | |
| *B. barriensis* (Murchison) | | | | + | | | | | | |
| *B. sulcatus* Lindström | | | | | | | + | | | |
| *Stenopareia* sp. a | + | | | | | | | | | |
| *S.* sp. b | + | | | | | | | | | |
| *S. proles Holm* | | | + | | | | | | | |
| *S. livonicus* Holm | | | + | | | | | | | |
| Proetidae | | | | | | | | | | |
| *Proetus planedorsatus* Schmidt | + | | | | | | | | | |
| *P.* cf. *distans* Lindström | | + | | | | | | | | |
| *P.* sp. | | | + | | | | | | | |
| *P. osiliensis* Schmidt | | | | + | | | | | | |
| *P.* aff. *verrucosus* Lindström | | | | + | | | | | | |
| *P. conspersus* Angelin | | | | | | | + | + | + | |
| *P. scalicus* Balashova | | | | | | | | | + | |
| *Cyphoproetus* sp. | | | | + | | | | | | |
| *Warburgella* sp. | | | | | + | | | | | |
| Otarionidae | | | | | | | | | | |
| *Otarion* sp. sp. | | + | + | | | | + | | | |
| *O. elegantulum* (Loven) | | | | + | | | | | | |
| Cheiruridae | | | | | | | | | | |
| *Cheirurus* sp. | + | | | | | | | | | |
| *C. estonicus* Männil | | | + | | | | | | | |
| *Deiphon* sp. | + | + | | | | | | | | |
| Encrinuridae | | | | | | | | | | |
| *Encrinurus kiltsiensis* Rosenstein | + | | | | | | | | | |
| *E.* sp. a | + | | | | | | | | | |
| *E.* sp. b | | + | | | | | | | | |
| *E. rumbaensis* Rosenstein | | | + | | | | | | | |
| *E. palmrei* Männil | | | + | | | | | | | |
| *E. pilistverensis* Rosenstein | | | + | | | | | | | |
| *E. quinquecostatus* Männil | | | + | | | | | | | |
| *E. schmidti* Männil | | | + | | | | | | | |
| *E.* sp. c | | | + | | | | | | | |
| *E. punctatus* (Wahlenberg) | | | | + | ? | | | | | |
| *E. sp.* d | | | | + | | | | | | |
| *E. obtusus* (Angelin) | | | | | | | + | | | |
| Calymenidae | | | | | | | | | | |
| *Calymene* sp. a | + | ? | | | | | | | | |
| *C. frontosa* Lindström | | | + | | | | | | | |
| *C.* sp. b | | | + | | | | | | | |
| *C.* cf. *tuberculata* Brünnich | | | | + | | | | | | |
| *C.* cf. *tuberculosa* Dalman | | | | + | | | | | | |
| *C.* sp. c | | | | + | | | | | | |
| *C. neointermedia* R. et E. Richter | | | | | | | | | + | |
| *C. spectabilis* Angelin | | | | | | | | | + | + |
| *C. conspicua* Schmidt | | | | | | | | | ? | + |
| *C. laevigata* Schmidt | | | | | | | | | | + |

*Продолжение табл. 17*

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Phacopidae | | | | | | | | | | |
| *Acernaspis sulcata* Männil | + | | | | | | | | | |
| *A. estonica* Männil | + | | | | | | | | | |
| *A. semicircularis* Männil | + | | | | | | | | | |
| *A.* sp. | + | | | | | | | | | |
| *A. elliptifrons* (Esmark) ? | | + | + | ? | | | | | | |
| *A. rectifrons* Männil | | + | | | | | | | | |
| *A. incerta* Männil | | + | | | | | | | | |
| *A.? konoverensis* Männil | | | + | | | | | | | |
| *A.?* cf. *konoverensis* | | | + | | | | | | | |
| Dalmanitidae | | | | | | | | | | |
| *Dalmanites* sp. | | | | + | | | | | | |
| Calmoniidae | | | | | | | | | | |
| *Acaste* sp. | | | | | | | | | + | + |
| Lichidae | | | | | | | | | | |
| *Platylichas* sp. | + | | | | | | | | | |
| *Arctinurus ornatus* (Angelin) | | | | | + | | | | | |
| Odontopleuridae | | | | | | | | | | |
| *Leonaspis varbolensis* Bruton | + | | | | | | | | | |
| *L.* sp. sp. | | + | + | | | | | | | |
| *L. mutica* (Emmrich) | | | | + | | | | | | |
| *Anacaenaspis* aff. *gotlandensis* Bruton | + | | + | | | | | | | |
| *A. emarginata* (Schmidt) | | | | + | | | | | | |
| *Acidaspis* sp? | | | + | | | | | | | |

Rosenstein, 1941; Мянниль Р. М., 1958; Bruton, 1967; Мянниль Р. П., 1968), так и на результатах осмотра доступного автору старого материала и предварительной обработки нового, значительно расширившей наши знания о трилобитах силура Эстонии.

Полный список известных к настоящему времени из силура Эстонии видов с указанием их вертикального распространения приведен в табл. 17.

В юруском горизонте установлено 18 видов, главным образом представителей родов *Acernaspis*, *Bumastus* и *Encrinurus*, которые, однако, все, за исключением *Encrinurus kiltsiensis* (в северной фациальной зоне) и *Encrinurus* sp. a (в южной фациальной зоне), очень редки и плохо изучены. Большинство видов, в том числе все представители рода *Bumastus*, происходит из верхней части горизонта. Для нижней части, видимо, характерны лишь *Acernaspis sulcata* и *Encrinurus* sp. a.

Райккюлаский горизонт сравнительно беден трилобитами — здесь установлено лишь девять видов, причем два из них (*Deiphon* sp. и *Calymene* sp.) могут оказаться идентичными с видами предыдущего горизонта. Все виды редкие и недостаточно изучены.

Адавереский горизонт содержит наиболее богатый комплекс трилобитов (22 вида), состоящий практически лишь из руководящих, хотя и в большинстве своем редких форм. Большим или значительным количеством экземпляров представлены в наших коллекциях лишь *Acernaspis ? konoverensis*, *Encrinurus rumbaensis*, *E. schmidti* и *Calymene frontosa*. В составе комплекса обращает на себя внимание большое число (6) видов рода *Encrinurus*, из которых один (*E. pilistverensis*) четко приурочен к адавереской свите, а остальные — к определенным слоям велизеской свиты, где они иногда сочетаются с определенными представителями других родов. Из таких ассоциаций для примера можно

назвать комплекс из обнажения Лятикюла, содержащий *Acernaspis konoverensis*, *Encrinurus schmidti*, *Leonaspis* sp. и *Cheirurus* sp. Из перечисленных видов *Encrinurus schmidti* встречен за пределами указанного местонахождения только в скв. Пярну («Ливония»), в нижней части зоны *Angochitina longicolla*.

В скв. Охесааре, в интервале 345,7—369,4 м, соответствующем почти полному разрезу адавереского горизонта, встречен, однако, довольно однородный комплекс трилобитов, содержащий *Calymene frontosa, Acernaspis* sp., *Encrinurus* sp. c, *E. rumbaensis* и *Leonaspis* sp. В этой скважине последняя (на наиболее высоком уровне) находка представителя данного комплекса (*Calymene frontosa*) сделана на глубине 345,4 м, выше принятой в этой книге границы между адавереским и яаниским горизонтами (= границе лландовери с венлоком).

Яаниский горизонт также сравнительно богат трилобитами (15 видов), образующими здесь по меньшей мере два четко различающихся самостоятельных возрастных комплекса, которые практически не содержат общих видов. Как эти комплексы, так и фаунула трилобитов яаниского горизонта в целом резко отличны от комплекса нижележащего верхнелландоверийского адавереского горизонта (у них нет ни одного общего вида) и содержат лишь некоторые элементы, переходящие, видимо, в вышележащий яагарахуский горизонт.

Нижний трилобитовый комплекс яаниского горизонта содержит *Calymene* sp. c, *C.* cf. *tuberculata*, *Encrinurus* sp. d, *Leonaspis mutica*, *Dalmanites* sp., *Cyphoproetus* sp. и наиболее полно представлен в керне скв. Охесааре (интервал 267—331 м). Отдельные его представители встречены также в скв. Пярну (интервал 101,6—118,0 м) и Икла (интервал 282,9—287,0 м). По данным двух первых скважин, вертикальное распространение этого комплекса грубо совпадает с зоной хитинозой *Desmochitina margaritana* (в скв. Пярну первая снизу находка представителей данного комплекса сделана на 1 м выше нижней границы указанной зоны). Слои, содержащие указанный комплекс трилобитов, в полосе выходов не установлены.

Второй, более молодой комплекс приурочен к верхам разреза яаниского горизонта и давно известен по сборам из обнажений (Яани, Парамая и др.). В его состав входят *Encrinurus punctatus*, *Proetus osiliensis*, *Calymene* cf. *tuberculosa*, *Anacaenaspis emarginata*, *Otarion elegantulum*, *Proetus* aff. *verrucosus* (последние два по Schmidt, 1894). Почти все эти виды или идентичны, или близкородственны формам из верхних мергелей Висбю, групп Хёгклинт и Слите и из мергелей Мульде. Некоторые виды этого комплекса, видимо, переходят в вышележащий яагарахуский горизонт.

В яагарахуском горизонте трилобиты сравнительно редки. Среди них выделяются две руководящие формы, одна из которых (*Arctinurus ornatus*) местами часто встречается в яагарахуских биогермах на о-вах Вайка, а вторая (*Warburgella* sp.) характерна для слоистых известняков п-ова Тагамыйза. Первый из указанных видов на о. Готланд характерен для группы Хёгклинт и низов группы Слите и, видимо, приурочен только к биогермной фации.

В роотсикюласком горизонте трилобиты отсутствуют.

Паадлаский горизонт также беден трилобитами (4 вида), но среди них имеются формы (*Proetus conspersus*, *Encrinurus obtusus*, *Bumastus sulcatus*), впервые появляющиеся и на о. Готланд в нижней части лудлова (в группе Хемсе).

В курессаареском горизонте пока установлен лишь один вид (*Proetus conspersus*), который переходит и в вышележащий горизонт.

Для каугатумаского горизонта характерно появление на территории Эстонии представителя рода *Acaste*, переходящего и в вышележащий горизонт; ему сопутствует *Calymene spectabilis*.

Руководящим для данного горизонта является вид *Calymene neointermedia*, который на о. Готланд характерен для мергелей Хемсе и группы Эке.

В охесаареском горизонте кроме *Acaste* sp. встречаются еще представители рода *Calymene* — *C. spectabilis*, *C. conspicua* и *C. laevigata*. Последние два вида известны только по находкам с. о. Сааремаа.

## ОСТРАКОДЫ

Остракоды силура Прибалтики изучаются уже с середины прошлого столетия. Некоторые виды этих остракод рассматривались прежде всего в работах исследователей, занимавшихся изучением соответствующих отложений (Eichwald, 1860; Schmidt, 1873, 1883; Kolmodin, 1869, 1879 и др.). Примерно в этот же период довольно большое количество остракод было описано из силурийских эрратических валунов на территории Латвии, Литвы, Калининградской области, Польши, ГДР и Голландии (Boll, 1862; Jones, 1855; Kiesow, 1892; Krause, 1877, 1891, 1896; Reuter, 1885 и др.).

После продолжительного перерыва исследование силурийских остракод в соседних странах было продолжено в Норвегии Г. Хеннингсмуном, в Швеции А. Мартинссоном и Ф. Адамчаком.

В Прибалтике изучение силурийских остракод было начато А. И. Нецкой по материалам из обнажений и, в основном, из буровых скважин Эстонии, Латвии, Литвы и Калининградской области (Нецкая, 1958, 1966; Абушик и др., 1960). По материалам из скважин Средней и частично Южной Прибалтики изучала остракоды Л. Гайлите (1966; Гайлите и др., 1967). Наконец, автором данного обзора (Сарв, 1962, 1968) описаны остракоды из Северной Прибалтики.

Несмотря на довольно большие успехи в исследовании остракод (установлено около 300 видов) как Скандинавской, так и Прибалтийской части силурийского Палеобалтийского бассейна, не все группы их изучены одинаково детально. Большинство исследователей уделяло внимание в основном бейрихиацеям и, частично, примитиопсидам, другие же группы были еще слабо изучены. В настоящем обзоре обобщены данные о распространении в силурийских отложениях Эстонии 145 видов остракод (табл. 18). Наряду с этим рассматривается распространение видов, встреченных в этих отложениях в других участках Палеобалтийского бассейна.

К началу силурийского периода в составе фауны остракод Палеобалтийского бассейна произошли значительные изменения. В силурийских отложениях уже не встречаются представители ряда характерных для ордовика семейств, в том числе тетраделлиды и пиретеллиды, а некоторые эврихилиниды и лепердителлиды распространяются здесь только в виде реликтов ордовикской фауны (представители родов *Cystomatochilina*, *Leperditella* и *Monoceratella*. Более устойчивым элементом, продолжающим свое распространение в силуре, были представители подокопидных остракод из родов *Microcheilinella*, *Steusloffina* и *Arcuaria*. В низах лландоверийского яруса к ним добавляются роды *Altha* и *Silenis*, а также первые представители краспедобольбинид из родов *Bolbiprimitia*, *Aitilia* и *Kiltsiella*. Для всего нижнего силура характерно постепенное появление новых остракод, главным образом бейри-

Таблица 18

**Распространение остракод в силуре Эстонии**

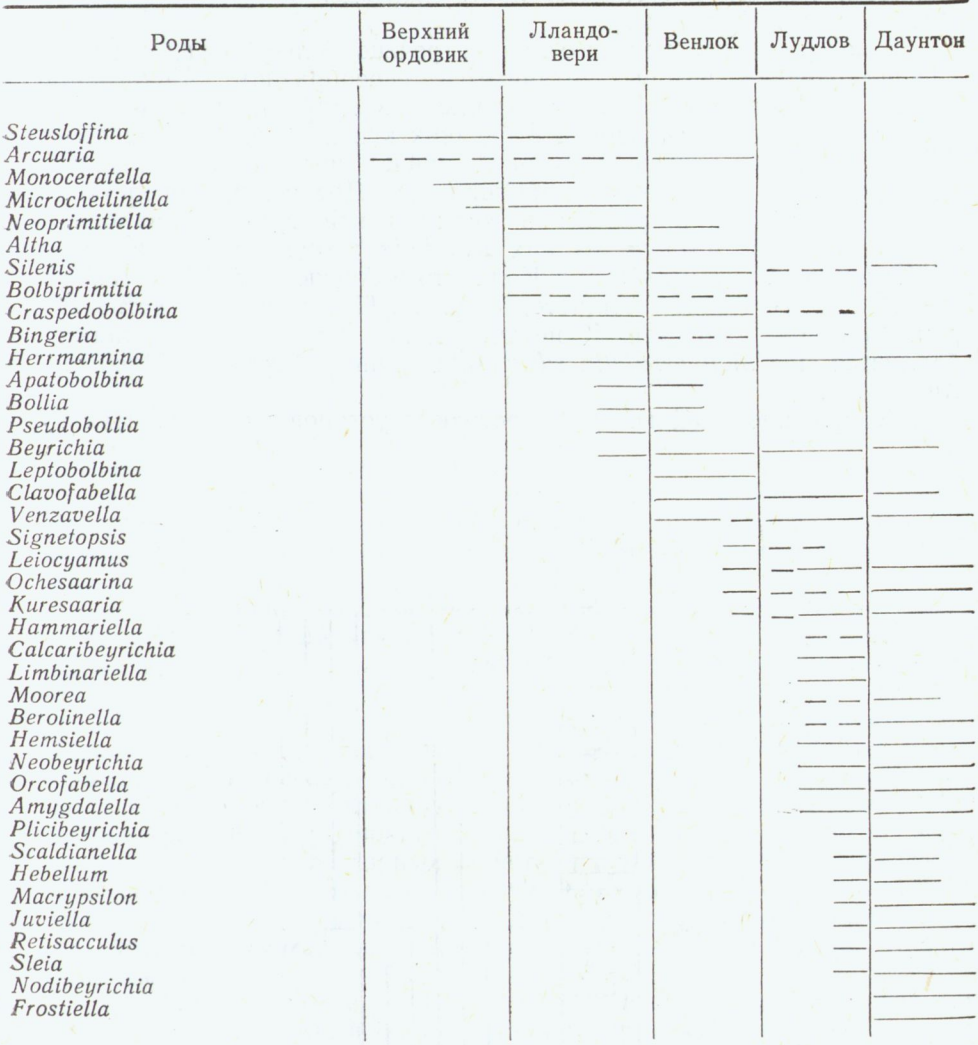
| Виды | Лландовери | | | Венлок | | Лудлов | | | Даунтон | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
| Craspedobolbinidae | | | | | | | | | | |
| *Apatobolbina gutnica* Martinsson | | | | + | | | | | | |
| *A. simplicidorsata* Martinsson | | | + | | | | | | | |
| *Leptobolbina hypnodes* Martinsson | | | + | + | | | | | | |
| *L. quadricuspidata* Martinsson | | | | в | + | | | | | |
| *Craspedobolbina (Craspedobolbina) mucronulata* Martinsson | | | | + | | | | | | |
| *C. (C.) ornulata* Martinsson | | | | + | | | | | | |
| *C. (Mitrobeyrichia) cuspidulata* Martinsson | | | | в | + | | | | | |
| *C. (M.) insulicola* Martinsson | | | | + | н | | | | | |
| *C. (M.) paernuensis* Sarv | | | в | + | | | | | | |
| *C. (M.) percurrens* Martinsson | | | | + | + | | | | | |
| *C. (M.) permira* Sarv | | + | | | | | | | | |
| *C. (M.) unculifera* Martinsson | | | + | + | | | | | | |
| *Aitilia senecta* Sarv | + | + | | | | | | | | |
| *Bolbibollia estona* Sarv | | + | | | | | | | | |
| *Bolbiprimitia inaequalis* (Jones) | | | | | в | | | | | |
| *B. tamsaluensis* Sarv | + | | | | | | | | | |
| *Retisacculus semicolonatus* Martinsson | | | | | | | | + | + | + |
| *R. sulcatus* Gailite | | | | | | | | + | | |
| *Sleia equestris* Martinsson | | | | | | | | | + | |
| *S. inermis* Martinsson | | | | | | | | | + | + |
| *Hemsiella hemsiensis* Martinsson | | | | | | | + | | | |
| *H. latviensis* Gailite | | | | | | | | | + | |
| *H. loensis* Martinsson | | | | | | | + | + | | |
| *H.* cf. *maccoyiana* (Jones) | | | | | | | | | + | + |
| *H. margaritae* Gailite | | | | | | | в | + | + | |
| *Hammariella pulchrivelata* Martinsson | | | | | | | + | | | |
| *Juviella juvensis* Martinsson | | | | | | | | + | + | |
| *J. piltenensis* Gailite | | | | | | | | | | + |
| *Berolinella praevia* Sarv | | | | | | | + | | | |
| *B. steusloffi* (Krause) | | | | | | | | | + | + |
| *Macrypsilon parvisulcatum* Sarv | | | | | | | | + | + | |
| *M. salterianum* (Jones) | | | | | | | | | + | + |
| *Kiltsiella rosensteinae* (Sarv) | + | | | | | | | | | |
| *Noviportia silurica* (Sarv) | | | + | | | | | | | |
| Beyrichiidae | | | | | | | | | | |
| *Beyrichia (Asperibeyrichia) valguensis* Sarv | | | + | | | | | | | |
| *B. (Beyrichia) bicuspis* Kiesow | | | | + | | | | | | |
| *B. (B.) grogarniana* Martinsson | | | | | | | + | | | |
| *B. (B.) halliana* Martinsson | | | + | + | | | | | | |
| *B. (B.) hellviensis* Martinsson | | | | | + | | | | | |
| *B. (B.) subornata* Martinsson | | | | | в | + | | | | |
| *B. (B.) suurikuensis* Sarv | | | | + | | | | | | |
| *B. (B.) ultima* Sarv | | | + | | | | | | | |
| *B. (Altibeyrichia) contracta* Martinsson | | | | | + | | | | | |
| *B. (Simplicibeyrichia) globifera* Martinsson | | | | | | | + | + | + | |
| *B. (S.)* cf. *impersonalis* Martinsson | | | | | | | | + | | |
| *B. (S.) venusta* Sarv | | | | | | | | + | + | |
| *Neobeyrichia buchiana* (Jones) | | | | | | | | | + | + |

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *N. bulbata* Sarv | | | | | | | | + | + | |
| *N.* cf. *ctenophora* Martinsson | | | | | | | + | | | |
| *N. nutans* (Kiesow) | | | | | | | + | | | |
| *Nodibeyrichia bifida* Sarv | | | | | | | | | + | |
| *N. jurassica* (Gailite) | | | | | | | | | | + |
| *N. saldusensis* (Gailite) | | | | | | | | | + | + |
| *N. tuberculata* (Klöden) | | | | | | | | | + | + |
| *Calcaribeyrichia altonodosa* Sarv | | | | | | | + | + | | |
| *C. katriensis* Sarv | | | | | | | + | | | |
| *C. simplicior* Martinsson | | | | | | | + | | | |
| *Plicibeyrichia calcarispinosa* Sarv | | | | | | | | + | | |
| *P. numerosa* Sarv | | | | | | | | + | + | |
| *Navibeyrichia balticivaga* Martinsson | | | | | | | + | | | |
| *Gannibeyrichia gannensis* Martinsson | | | | | | | + | | | |
| *Bingeria cyamoides* Martinsson | | | + | | | | | | | |
| *B. pristina* Sarv | | + | | | | | | | | |
| *B. vesikuensis* Sarv | | | | | + | + | | | | |
| *Frostiella. cornuta* Martinsson | | | | | | | | | + | |
| *F. groenvalliana* Martinsson | | | | | | | | | + | |
| *F. loodensis* Sarv | | | | | | | | | | + |
| *F. pliculata* Martinsson | | | | | | | | | + | + |
| *Kloedenia leptosoma* Martinsson | | | | | | | | | | + |
| Primitiopsidae | | | | | | | | | | |
| *Primitiopsis minima* Sarv | | | | | | | | + | | |
| *Clavofabella contracta* Sarv | | | | | | | + | | | |
| *C. diffusa* Neckaja | | | | | | + | + | | | |
| *C. extenta* Sarv | | | | | в | | | | | |
| *C. heterosa* Sarv | | | | | | | + | | | |
| *C. incurvata* Martinsson | | | | | + | | | | | |
| *C. juvenca* Sarv | | | | + | | | | | | |
| *C.* ? *lativelata* Sarv | | | | | | | | + | + | |
| *C. maxima* Sarv | | | | | | | + | + | + | |
| *C. nodosa* Sarv | | | | | | | + | + | | |
| *C. reticristata* (Jones) | | | | + | + | | | | | |
| *C. vicina* Sarv | | | | | в | | | | | |
| *Limbinariella macroreticulata* Sarv | | | | | | | + | + | | |
| *L. malornata* Sarv | | | | | | | | + | | |
| *Moorea bisulcata* (Kolmodin) | | | | | | | + | | | |
| *M. simplex* (Sarv) | | | | | | | | | + | |
| *Orcofabella araneosa* (Gailite) | | | | | | | | | + | + |
| *O. arguta* (Gailite) | | | | | | | | + | + | + |
| *O. obscura* Sarv | | | | | | | + | + | + | + |
| *O. testata* (Gailite) | | | | | | | | | | + |
| *Venzavella costata* (Neckaja) | | | | | | | | | + | + |
| *V. germana* Sarv | | | | + | | | | | | |
| *V. multicostata* (Neckaja) | | | | | | | | | + | + |
| *V. subcostata* Gailite | | | | | | | | | + | + |
| *Leiocyamus apicatus* Martinsson | | | | | в | + | | | | |
| *L. limpidus* Gailite | | | | | | | + | + | + | + |
| *Amygdalella nasuta* Martinsson | | | | | | | | | + | + |
| *A. paadlaensis* Sarv | | | | | | | + | | | |
| *A. solida* Gailite | | | | | | | | + | + | + |
| *A. subclusa* Martinsson | | | | | | | + | + | + | + |
| *Scipionis profundigenus* Martinsson | | | | | | | | + | + | |
| *Signetopsis semicircularis* (Krause) | | | | | в | + | cf. | | | |

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Разные семейства палеокопид | | | | | | | | | | |
| *Paraparchites tenuicostatus* Neckaja | + | + | + | | | | | | | |
| *Leperditella gregaria* Sarv | | | + | + | + | | | | | |
| *Monoceratella edita* Sarv | + | | | | | | | | | |
| *Neoprimitiella litvaensis* (Neckaja) | + | + | + | + | | | | | | |
| *N. reticulatotuberculata* (Neckaja) | | | + | | | | | | | |
| *Eoprimitia ? versipella* Neckaja | | | + | + | + | | | | | |
| *Ochesaarina variolaris* Neckaja | | | | | | | | + | + | + |
| *Polyzygia estonica* Neckaja | + | + | | | | | | | | |
| *Bollia amabilis* Neckaja | | | + | + | + | | | | | |
| *Pseudobollia krekenawaiensis* Neckaja | | | + | + | | | | | | |
| *«Tetradella» extenuata* Sarv | | | + | | | | | | | |
| *Triemilomatella prisca* Jaanusson et Martinsson | | | | | + | | | | | |
| *Aechmina molengraaffii* (Botke) | | | | | | | | | + | |
| *Lichwinia ? silurica* Neckaja | | | | | в | + | | | | |
| Leperditiidae | | | | | | | | | | |
| *Leperditia grandis* (Schrenk) | | | | | | | + | | | |
| *Herrmannina hisingeri* (Schmidt) | | + | | | | | | | | |
| *H. hisingeri* var. *abbreviata* (Schmidt) | | | + | | | | | | | |
| *H. keyserlingi* (Schmidt) | | + | | | | | | | | |
| *H. phaseola* (Hisinger) | | | | | | + | + | + | + | + |
| Longisculidae | | | | | | | | | | |
| *Medianella longa* (Stumbur) | + | | | | | | | | | |
| *Steusloffina eris* Neckaja | + | | | | | | | | | |
| *Silenis estonus* Neckaja | + | + | | | | | | | | |
| *S. subtriangulatus* Neckaja | | | | + | + | | | | | |
| *Arcuaria triangulata* Neckaja | | | | + | | | | | | |
| Healdiidae | | | | | | | | | | |
| *Microcheilinella acutafinis* (Neckaja) | | | | + | + | | | | | |
| *M. ianica* (Neckaja) | | | | + | + | | | | | |
| *M. lubrica* (Stumbur) | + | cf. | | | | | | | | |
| *M. semibulbosa* (Neckaja) | | | + | ? | | | | | | |
| *M. variolaris* (Neckaja) | | | | + | | | | | | |
| *Bythocyproidea sarvi* Neckaja | cf. | + | | | | | | | | |
| *Healdianella magna* Neckaja | | | | | | | + | + | + | + |
| *Kuresaaria angulata* (Neckaja) | | | | | | | + | + | + | + |
| *K. circulata* (Neckaja) | | | | | | | + | + | + | + |
| *K. concinna* (Neckaja) | | | | | | | + | + | + | + |
| Разные семейства подокопид и др. | | | | | | | | | | |
| *Altha lata* Neckaja | | | + | + | + | | | | | |
| *A. modesta* Neckaja | + | + | + | | | | | | | |
| *Rectella aequalis* Neckaja | | | | + | + | | | | | |
| *Gotlandella martinssoni* Adamczak | | | | + | + | | | | | |
| *Scaldianella simplex* (Krause) | | | | | | | | + | + | |
| *Hebellum tetragona* (Krause) | | | | | | | | + | + | |
| *H. trivialis* Gailite | | | | | | | | | + | |
| *«Octonaria» perplexa* Kummerow | | | | | | | + | + | + | |
| *Beecherella tectumiformis* (Neckaja) | | | | | | | | | + | |

Таблица 19

**Распространение родов остракод в силуре Эстонии**




хиацией (*Craspedobolbina*, *Bingeria*, *Apatobolbina*, *Beyrichia* и *Leptobolbina*). К ним относятся еще роды *Neoprimitiella*, *Bollia*, *Pseudobollia* и некоторые другие, а также первые представители примитиопсид из родов *Clavofabella* и *Venzavella*. Распространение большинства перечисленных родов ограничивается в Северной Прибалтике только нижнесилурийским отделом (см. табл. 19).

### Лландовери

В лландоверийском ярусе выделяются два комплекса остракод. Первый из них распространяется в юруском и райккюласком горизонтах, второй появляется в адавереском горизонте, но основные элементы его встречены и в отложениях венлокского яруса. Для юруско-райккюлаского комплекса характерно присутствие некоторых ордовикских элементов и появление первых бейрихиацией. В адавереско-вен-

локском комплексе роль бейрихиацей значительно увеличивается и появляются первые силурийские примитиопсиды из родов *Clavofabella*, *Venzavella* и *Leiocyamus*.

В юруском горизонте встречено более 10 видов остракод, распространение которых отличается своеобразием. *Microcheilinella lubrica* и *Medianella longa*, переходящие в силур из поркуниского горизонта, в области выходов и в близких к ней скважинах распространяются по всему разрезу горизонта, причем первый из них, очевидно, переходит еще в райккюлаский горизонт. Древнейшие представители краспедобольбинид встречены в хиллистеской пачке и варболаской свите Западной Эстонии, из них *Kiltsiella rosensteinae* — в Кильтси, *Bolbiprimitia tamsaluensis* — в Калласто и Азукюла и *Aitilia senecta* — в Калласто, Вахтрепа, Хиллисте, Азукюла. Последний вид встречен и в райккюласком горизонте. К перечисленным краспедобольбинидам добавляется еще *Monoceratella edita* (обнажения Вахтрепа, Пюхалепа и Хиллисте).

Совершенно иной комплекс остракод установлен в разрезах буро-

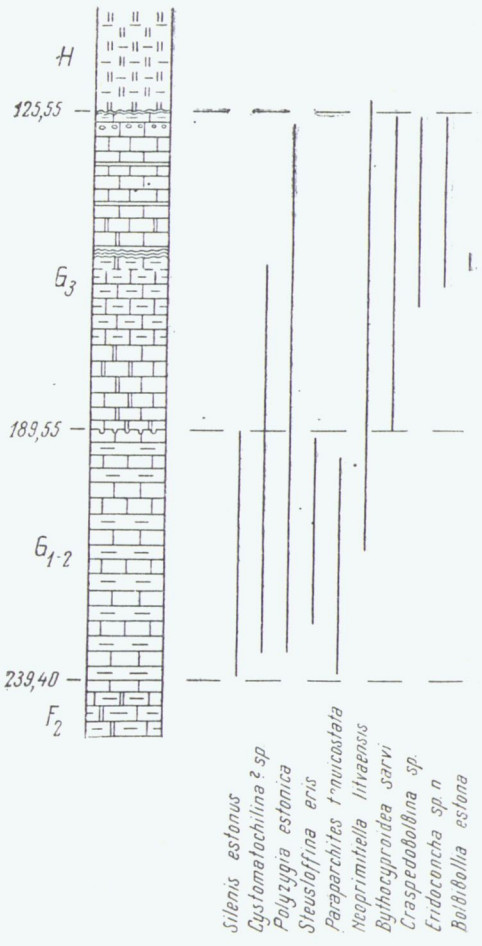



Рис. 51. Распространение остракод в юруском и райккюласком горизонтах в разрезе скв. Пярну.

вых скважин Курси, Абья, Кабала, Кахала, Пярну и Охесааре, расположенных южнее области выходов. Там полностью отсутствуют вышеназванные краспедобольбиниды, но довольно часто по всему разрезу горизонта встречаются *Silenis estonus*, *Polyzygia estonica*, *Steusloffina eris* и *Paraparchites tenuicostatus*. *Neoprimitiella litvaensis* приурочен только к верхней части разреза горизонта. Из названных видов только в юруском горизонте распространяется *Steusloffina eris*, все остальные виды встречаются и в райккюласком горизонте.

Распространение видов остракод в юруском и райккюласком горизонтах приводится по разрезу скв. Пярну (рис. 51), где перечисленный выше комплекс представлен в более полном объеме. *Paraparchites tenuicostatus* в этой скважине в райккюласком горизонте не встречен, но распространяется в последнем в скв. Охесааре, где другие виды весьма редки или отсутствуют. Аналогичная картина распространения остракод наблюдается еще в разрезе скв. Курси, однако взятые из последнего образцы пород райккюлаского горизонта остракод почти не содержат.

В райккюласком горизонте распространяется 12 видов остракод, из них 6 встречаются уже в нижележащем юруском горизонте. В обнажениях горизонта (кроме Йыгева) и в близких к выходам скважинах остракоды сравнительно редки — найдены лишь крупные лепердитиды *Herrmannina hisingeri*, *H. keyserlingi* и из краспедобольбинид — *Aitilia senecta*.

В более южных районах наиболее богаты остракодами разрезы скв. Абья и Пярну, тогда как в скв. Охесааре найдены лишь представители единичных видов. Довольно часты в названных разрезах *Polyzygia estonica*, *Silenis estonus*, *Bythocyproidea sarvi*, *Microcheilinella* cf. *lubrica* и относительно редки *Paraparchites tenuicostatus* и *Neoprimitiella litvaensis* — единственные виды, которые встречаются также в вышележащем адавереском горизонте и, таким образом, распространяются во всех горизонтах лландоверийского яруса. *Cystomatochilina ?* sp. встречается редко в нижней половине горизонта. Только в верхней части райккюлаского горизонта установлены *Craspedobolbina permira*, *Bolbibollia estona* и *Bingeria pristina*. Они найдены в обнажении Йыгева, причем *Bolbibollia estona* распространяется еще в скв. Коонга, а *Craspedobolbina permira*, по всей вероятности, — в скв. Тори, Коонга и Мярьямаа.

Начиная с адавереского горизонта видовой состав остракод приобретает новый облик, сохраняющийся и в вышележащих горизонтах венлокского яруса. Из райккюласких остракод сюда переходят лишь два названных вида и, возможно, некоторые еще слабо изученные подокопиды из родов *Microcheilinella, Longiscula* и др. Всего в адавереском горизонте установлены представители 23 видов остракод, из них 8 распространяются только в этом горизонте, 12 видов — общие для адавереского и яниского горизонтов, а 2 вида встречены и в яагарахуском горизонте (см. табл. 18).

В адавереском горизонте остракоды найдены в обнажениях Валгу и Велизе и в керне буровых скважин Пярну, Карья-Пярсамаа и Охесааре. Из обнажений Средней Эстонии, где развиты главным образом доломиты и доломитовые известняки, известны только *Herrmannina hisingeri* var. *abbreviata*.

Наиболее характерными видами в адавереском горизонте являются *Apatobolbina simplicidorsata, Noviportia silurica, Beyrichia valguensis*, *Bingeria cyamoides*, «*Tetradella*» *extenuata* и *Neoprimitiella reticulatotuberculata*. К ним добавляются некоторые виды с более широким диа-

назоном вертикального распространения, но довольно часто встречающиеся в адавереском горизонте: *Leptobolbina hypnodes*, *Craspedobolbina unculifera*, *Beyrichia halliana*, *Bollia amabilis*, *Eoprimitia? versipella*, *Pseudobollia krekenawaiensis*, *Arcuaria triangulata*, *Microcheilinella semibulbosa*. Последняя группа видов встречена в этом горизонте главным образом в кернах буровых скважин Пярну и Карья-Пярсамаа. В разрезе скв. Охесааре обнаружены немногочисленные виды, среди которых отсутствуют *Pseudobollia krekenawaiensis* и *Bollia amabilis*, появляющиеся в этом разрезе в вышележащем яаниском горизонте.

### Венлок

На границе лландовери и венлока в составе остракод Северной Прибалтики значительных изменений не произошло. В венлоке распространялся в основном комплекс остракод, появившийся в позднем лландовери (адавереское время). Новые элементы в этом комплексе — первые силурийские примитиопсиды из родов *Clavofabella* и *Venzavella*, испытавшие расцвет в позднем силуре, а также представители родов *Leptobolbina* и *Triemilomatella*. Новое обновление фауны остракод произошло в самом конце яагарахуского времени за счет преставителей родов *Leiocyamus*, *Signetopsis*, *Ochesaarina* и *Kuresaaria*, частично более широко распространенных уже в позднем силуре. В конце венлока исчезло около десяти родов (см. табл. 19), представители которых являлись основной составной частью лландоверийско-венлокской фауны остракод.

Остракоды яаниского горизонта изучены по материалам из обнажений Парамая, Суурику, Ундва и из буровых скважин Пярну, Карья-Пярсамаа и Охесааре. Список остракод горизонта содержит около 30 видовых названий, из них 8 видов распространяются только в этом горизонте. Довольно много видов (всего 12) известно из подстилающего адавереского горизонта, а 14 видов, в том числе 3 из адавереского горизонта, переходят и в вышележащий яагарахуский горизонт.

Наиболее характерные для яаниского горизонта виды — *Apatobolbina gutnica*, *Craspedobolbina ornulata*, *C. mucronulata*, *Beyrichia bicuspis*, *B. suurikuensis* и *Clavofabella juvenca* — встречены только в этом горизонте, главным образом в обнажениях и разрезе скв. Карья-Пярсамаа. К этой группе следует отнести еще *Craspedobolbina unculifera*, *Beyrichia halliana*, *Eoprimitia ? versipella*, *Arcuaria triangulata*, *Microcheilinella semibulbosa*, а также *Gotlandella martinssoni*, *Microcheilinella acutafinis*, *M. ianica*, *Leperditella gregaria*, *Bollia amabilis* и *Altha lata* — виды, общие с вышележащим яагарахуским горизонтом. *Pseudobollia krekenawaiensis*, очевидно, распространяется только в нижней половине горизонта. Часть видов, в том числе *Craspedobolbina percurrens* и *C. insulicola*, найдены в верхних слоях яаниского горизонта в скв. Охесааре, а *Leptobolbina quadricuspidata* и *Craspedobolbina cuspidulata* появляются в самых верхах горизонта этого разреза.

Яагарахуский горизонт. О составе и распространении остракод в этом горизонте в настоящее время можно получить представление по материалу и керну из скв. Охесааре, Кингисепп и Везику, а также по некоторым образцам из обнажения Тагала. Обработка образцов из других обнажений не дала положительных результатов.

Всего в яагарахуском горизонте установлено 25 видов остракод; 13 из них встречаются уже в подстилающем яаниском горизонте. Толь-

ко в низах и средней части яагарахуского горизонта встречено 5, только в верхней части (в скв. Охесааре на глубине 149,01—154,83 м) — 7 видов остракод. Для нижней и средней частей горизонта характерны *Leptobolbina quadricuspidata*, *Beyrichia hellviensis*, *B. contracta* и *Triemilomatella prisca*, а также некоторые встреченные уже в нижележащем яаниском горизонте виды, в том числе *Craspedobolbina cuspidulata*, *C. percurrens*, *Altha lata*, *Microcheilinella ianica* и др.

Только к верхней части горизонта приурочены *Bolbiprimitia inaequalis*, *Beyrichia subornata*, *Clavofabella vicina*, *Bingeria vesikuensis*, *Leiocyamus apicatus*, *Lichwinia* ? *silurica* и *Signetopsis semicircularis*. Последние 4 вида известны также из вышележащего роотсикюлаского горизонта.

Имеющийся в нашем распоряжении материал еще не позволяет достоверно сопоставить по остракодам нижнесилурийские отложения Северной Прибалтики с соответствующими отложениями Средней и Южной Прибалтики. В нижнем силуре Средней Прибалтики встречено всего лишь 16 видов остракод (Гайлите и др., 1967), из которых одни имеют очень широкое (*Longiscula smithi*, *Altha modesta*, *Microcheilinella acutafinis*), а другие — весьма ограниченное (*Craspedobolbina unculifera*, *Beyrichia halliana*, *Microcheilinella variolaris*, *Pseudobollia krekenawaiensis* и др.) вертикальное распространение. Из общих с Северной Прибалтикой видов в нижнем и среднем лландовери Средней Прибалтики найдена только *Microcheilinella semibulbosa*, встреченная нами уже в адавереском горизонте. В верхах лландовери Средней Прибалтики появляются *Microcheilinella variolaris* и *M. acutafinis*, первый из которых распространяется еще в нижнем венлоке, а второй переходит в верхний венлок. *M. variolaris* встречен нами в яаниском, *M. acutafinis* — в яаниском и яагарахуском горизонтах. *Paraparchites tenuicostatus*, распространяющийся в Северной Прибалтике в лландоверийских отложениях, в Средней Прибалтике установлен только в нижнем венлоке (зоны *Cyrtograptus murchisoni* и *Monograptus riccartonensis*). В венлокских отложениях Средней Прибалтики найден еще *Pseudobollia krekenawaiensis*, который в Эстонии распространяется в адавереском и яаниском горизонтах. В граптолитовых зонах *Cyrtograptus perneri* и *Monograptus testis*, по Л. Гайлите (Гайлите и др., 1967), распространяются еще *Craspedobolbina unculifera* и *Beyrichia halliana*, но описанный ею материал, по всей вероятности, не принадлежит этим видам. На о. Готланд названные виды встречаются начиная с нижних мергелей Висбю и кончая низами слоев Слите, а в Северной Прибалтике — в адавереском и яаниском горизонтах.

О распространении нижнесилурийских остракод в разрезах Южной Прибалтики данные почти отсутствуют. А. И. Нецкой описаны из разреза скважины Жежмаряй, с глубины 502,7—524,1 м (швянчёнские слои по И. Ю. Пашкевичюсу, 1963), *Neoprimitiella litvaensis*, *N. reticulatotuberculata*, *Arcuaria cornuta*, *Eoprimitia* ? *versipella*, *Bollia amabilis*, *Microcheilinella semibulbosa*, *Altha modesta* и *Paraparchites tenuicostatus*.* Из перечисленных видов *Neoprimitiella reticulatotuberculata* (найден в низах указанного разреза) известен только из адавереского горизонта. *Paraparchites tenuicostatus* распространяется начиная с юурускогo и кончая адавереским горизонтом, а остальные виды — в адавереском и яаниском горизонтах. Голотип *Altha lata* найден на глубине 451,3 м в Жежмаряйской скважине (нижнелудловские бирштонские

* Здесь учтено только распространение голотипов перечисленных видов, поскольку в описаниях не приводятся более детальные данные о происхождении изученного материала.

слои по И. Ю. Пашкевичюсу, 1963). В Северной Прибалтике этот вид встречается от адавереского до яагарахуского горизонта.

Более уверенно можно сопоставлять нижнесилурийские отложения Северной Прибалтики с соответствующими отложениями о. Готланд, так как количество общих с этим районом видов остракод достигает уже 20. Четыре вида, в том числе *Apatobolbina simplicidorsata*, *Leptobolbina hypnodes*, *Craspedobolbina unculifera* и *Beyrichia halliana*, появляющиеся в адавереском горизонте, на о. Готланд распространяются начиная с нижневисбюских слоев. *Bingeria cyamoides*, очевидно, имеет более широкое вертикальное распространение — нами он найден в адавереском горизонте, а на о. Готланд встречен в слоях Тофта. Следующая группа видов — *Beyrichia bicuspis*, *Apatobolbina gutnica*, *Craspedobolbina ornulata*, *C. mucronulata* — найдена на различных уровнях, начиная с верхневисбюских слоев. Большинство из перечисленных выше видов в Северной Прибалтике не переходят верхней границы яаниского горизонта, а на о. Готланд, за исключением *Beyrichia bicuspis*, не найдены выше нижней части слоев Слите. К этим видам относится еще *Craspedobolbina insulicola*, который в яагарахуском горизонте встречен лишь в самых нижних слоях. Итак, по распространению остракод можно полагать, что яанискому горизонту на о. Готланд соответствуют отложения начиная с верхневисбюских слоев и кончая низами слоев Слите. Нижней и средней частям яагарахуского горизонта, по всей вероятности, соответствуют средняя и верхняя части слоев Слите на о. Готланд, как это подтверждают встреченные в них *Leptobolbina quadricuspidata*, *Beyrichia hellviensis*, *Triemilomatella prisca* * и другие виды остракод более широкого вертикального распространения. Верхняя часть яагарахуского горизонта (скв. Охесааре, глубина 149,01—154,83 м) имеет общие виды со слоями Мульде, о. Готланд, среди них *Bolbiprimitia inaequalis*, *Beyrichia subornata*, *Leiocyamus apicatus*.

Общие для Северной Прибалтики и грабена Осло виды нижнесилурийских остракод до сих пор неизвестны. Отметим лишь представителей родов *Cystomatochilina* и *Bingeria* в лландоверийских и *Apatobolbina* в венлокских отложениях обоих регионов.

Нахождение в нижнем силуре Северной Прибалтики и Подолии общих для них видов остракод благоприятствует сопоставлению соответствующих отложений обоих регионов. Так, по данным автора и А. Ф. Абушик (устные сообщения), в рестевском горизонте Подолии распространяются *Paraparchites tenuicostatus*, *Neoprimitiella litvaensis*, *Eoprimitia* ? *versipella*, *Bollia amabilis*, *Silenis subtriangulatus* и *Altha modesta*, входящие также в состав лландоверийско-венлокского комплекса остракод Прибалтики. По распространению *Paraparchites tenuicostatus* и *Altha modesta*, которые в Эстонии не встречаются выше адавереского горизонта, следует полагать, что рестевский горизонт коррелируется именно с этим горизонтом.

Из китайгородского горизонта Подолии известны *Leperditella gregaria*, *Gotlandella martinssoni*, *Silenis subtriangulatus*, *Altha lata*, *Eoprimitia* ? *versipella* и другие виды, часть которых вместе с *Rectella aequalis* распространяется и в вышележащем мукшинском горизонте. В верхах последнего встречены еще *Beyrichia hellviensis* и *B. subornata*. Распространение названных видов в венлоке Прибалтики позволяет сопо-

---

* *Triemilomatella prisca* найден нами в образце из обнажения Сварваре (верхняя часть слоев Слите) на о. Готланд (колл. Д. Кальо, 1966 г.).

ставить отложения китайгородского и мукшинского горизонтов Подолии соответственно с отложениями яниского и яагарахуского горизонтов Прибалтики.

### Лудлов

Верхнесилурийские отложения Северной Прибалтики характеризуются богатым и своеобразным комплексом остракод, в состав которого входит более 70 видов. Господствующее место среди этой фауны занимают бейрихийды и примитиопсиды, имеющие большое стратиграфическое значение. Другие группы остракод, в том числе довольно большое количество видов подокопид, имеют более широкое вертикальное распространение и тем самым не могут быть достаточно успешно применены в детальной стратиграфии.

Видовой состав остракод в верхнем силуре Северной Прибалтики не связан с лландоверийско-венлокским комплексом, за исключением видов *Bingeria vesikuensis*, *Leiocyamus apicatus*, *Lichwinia ? silurica* и *Signetopsis semicircularis*, которые распространяются начиная с верхов яагарахуского горизонта.

Весьма специфичен также родовой состав остракод позднего силура. Из встреченных здесь 35 родов только $^1/_3$ обнаружена и в нижележащих отложениях, а более 20 родов распространены только в этих отложениях. Наиболее характерными родами остракод в верхнесилурийских отложениях Балтийского бассейна являются *Retisacculus*, *Hemsiella*, *Juviella*, *Neobeyrichia*, *Nodibeyrichia*, *Orcofabella*, *Moorea*, *Amygdalella*, представители которых в других районах до сих пор почти неизвестны.

В лудловском веке произошло значительное обновление состава остракод. Появились первые представители более десяти родов (см. табл. 19), из которых в Северной Прибалтике только *Hammariella*, *Calcaribeyrichia* и *Limbinariella* развивались в течение этого века, а все остальные существовали и в даунтоне. Второе обновление фауны произошло в начале курессаареского времени (6 родов). Наряду с новым элементом в лудлове распространялись виды *Beyrichia* (главным образом из подрода *Simplicibeyrichia*), *Clavofabella* и некоторых других родов, многочисленно представленных в нижнем силуре.

Роотсикюлаский горизонт. В результате обработки и изучения около 100 образцов пород из этого горизонта обнаружено лишь 6 известных видов и некоторые новые, еще не описанные виды остракод. Это вполне естественно, так как роотсикюлаский горизонт представлен в Северной Прибалтике главным образом доломитами и доломитовыми известняками, в которых мелкие раковины остракод не сохранились. Встречены *Herrmannina phaseola*, *Clavofabella diffusa*, *Leiocyamus apicatus*, *Signetopsis semicircularis*, *Lichwinia ? silurica* и *Bingeria vesikuensis*. Первый из названных видов распространяется по всему разрезу верхнего силура, *C. diffusa* встречается часто еще в паадласком горизонте, а *Signetopsis semicularis*, *Lichwinia ? silurica*, *Bingeria vesikuensis* и *Leiocyamus apicatus* известны уже из верхов яагарахуского горизонта. Наряду с упомянутыми видами в этом горизонте встречены еще бейрихийды, которые из-за плохой сохранности не могут быть определены до вида.

Остракоды паадлаского горизонта найдены в обнажениях Пяхкла, Анси, Удувере, Каармизе, Катри, Пильгузе, Кипи, Кырккюла, Когула и Унимяэ. Довольно богатый видовой комплекс остракод обнаружен в керне буровой скважины Охесааре, исключая самые нижние

слои горизонта мощностью в 3,5 м. Из керна скважины Кингисепп найдены лишь немногие виды.

Всего в паадласком горизонте обнаружено 33 вида остракод. 14 видов во главе с *Hemsiella hemsiensis*, *Berolinella praevia*, *Neobeyrichia nutans*, *Clavofabella heterosa*, *Amygdalella paadlaensis* и другими до сих пор неизвестны из ниже- и вышележащих горизонтов. Более часто встречаются еще *Clavofabella diffusa* и *Herrmannina phaseola*, установленные уже в подстилающем роотсикюласком горизонте, а также *Orcofabella obscura*, *«Octonaria» perplexa*, *Amygdalella subclusa* и *Healdianella magna*, широко распространяющиеся и в вышележащих горизонтах.

Заметное обновление видового состава остракод наблюдается в верхней части паадлаского горизонта. Здесь появляется более 10 видов, неизвестных в нижней части горизонта. Одна группа видов — *Hammariella pulchrivelata*, *Calcaribeyrichia simplicior*, *C. katriensis*, *Gannibeyrichia gannensis* и *Navibeyrichia balticivaga* — приурочена только к верхней части паадлаского горизонта, другая группа во главе с *Hemsiella loensis*, *H. margaritae*, *Calcaribeyrichia altonodosa*, *Limbinariella macroreticulata*, *Clavofabella maxima* и другими, встречена еще в вышележащих курессаареском и, частично, каугатумаском горизонтах.

Остракоды курессаареского горизонта изучены по образцам из обнажений в г. Кингиссеппе и из керна буровых скважин Кингисепп и Охесааре. Обнаружено 34 вида, в большинстве случаев представленных многочисленными особями.

По комплексу остракод горизонт очень тесно связан с подстилающим паадласким и вышележащими каугатумаским и охесаареским горизонтами. Из встреченных видов только *Retisacculus sulcatus*, *Beyrichia* cf. *impersonalis*, *Plicibeyrichia calcarispinosa*, *Primitiopsis minima* и *Limbinariella malornata* распространяются в курессаареском горизонте. Из остракод роотсикюлаского и паадлаского горизонтов здесь распространяются всего 16 видов, из них *Hemsiella loensis*, *Calcaribeyrichia altonodosa*, *Clavofabella nodosa* и *Limbinariella macroreticulata* не встречены в отложениях вышележащих горизонтов. Остальные 13 видов остракод появляются в этом горизонте, но продолжают свое существование и в вышележащем каугатумаском, а также частично в охесаареском горизонте. Из последней группы для курессааресского горизонта более характерны следующие виды: *Retisacculus semicolonatus*, *Juviella juvensis*, *Macrypsilon parvisulcatum*, *Simplicibeyrichia venusta*, *Clavofabella ? lativelata*, *Ochesaarina variolaris*, *Healdianella magna*, *Kuresaaria circulata* и др.

### Даунтон

На рубеже лудловского и даунтонского веков фауна остракод Северной Прибалтики испытывала лишь незначительные изменения. Здесь появляются первые представители только двух родов (*Nodibeyrichia* и *Frostiella*), около 25 родов появились уже в лудловском веке, частично даже в нижнем силуре. Однако не все формы доживают до конца века, так как часть их (роды *Beyrichia*, *Plicibeyrichia*, *Clavofabella* и др.) в отложениях охесааресского времени не обнаружена.

Остракоды каугатумаского горизонта определены по материалам из обнажений Вяйке-Роотси, Венекюла, Эйгу, Кайлука и Каугатума и из керна скв. Охесааре. Комплекс остракод горизонта, состоящий из 47 видов, является богатейшим в силуре Северной Прибалтики.

Каугатумаский комплекс остракод составляют 25 видов, известных уже из нижележащих отложений, и 22 вновь появившихся вида. Из первой группы 12 и из второй 13 видов имеют более широкое вертикальное распространение — они встречены еще в охесаареском горизонте. К типичной для этого горизонта фауне следует отнести *Sleia equestris*, *Hemsiella latviensis*, *Nodibeyrichia bifida* и *Frostiella groenvalliana*, которые распространяются только в этом горизонте. Более характерными видами для каугатумаского горизонта следует считать еще *Hemsiella* cf. *maccoyiana*, *Neobeyrichia buchiana*, *Nodibeyrichia tuberculata*, *Orcofabella araneosa*, *O. arguta*, *Venzavella costata*, *Amygdalella subclusa*, *A. nasuta*, *A. solida*, *Scaldianella simplex* и некоторые другие виды.

Остракоды охесаареского горизонта происходят из обнажений Охесааре и Лооде и из соответствующего участка керна скважины Охесааре-2. Всего в горизонте установлено 30 видов остракод, 5 из которых в нижележащих отложениях не встречены. По сравнению с курессаареским и каугатумаским горизонтами, в которых появляется около 50% нового элемента, охесаареский горизонт характеризуется довольно большим количеством видов широкого вертикального распространения. Доля нового элемента в этом горизонте составляет лишь 17%. Из 25 известных из нижележащих отложений видов *Herrmannina phaseola* начинает свое распространение с роотсикюлаского горизонта, *Orcofabella obscura*, *Amygdalella subclusa*, *Leiocyamus limpidus*, *Healdianella magna* и 3 вида из рода *Kuresaaria* — с паадлаского, 4 вида (*Retisacculus semicolonatus*, *Orcofabella arguta*, *Amygdalella solida* и *Ochesaarina variolaris*) — с курессаареского горизонта, и всего лишь 12 видов являются общими для каугатумаского и охесаареского горизонтов.

К типичной фауне охесаареского горизонта следует отнести следующие виды: *Juviella piltenensis*, *Berolinella steusloffi*, *Nodibeyrichia saldusensis*, *N. jurassica*, *N. tuberculata*, *Frostiella pliculata*, *Kloedenia leptosoma*, *Orcofabella testata*, *Venzavella costata*, *V. subcostata*.

Вопросы корреляции верхнесилурийских отложений Северной, Средней и Южной Прибалтики и о. Готланд подробно рассматривались в статье Д. Кальо и Л. Сарва (1966). На основе некоторых новых данных, приведенных в работе Л. Гайлите (Гайлите и др., 1967), и с учетом поправок, внесенных в ходе составления данной работы, приводим здесь наиболее существенные из полученных по этому вопросу результатов.

Довольно большое количество общих видов остракод установлено в паадласком горизонте и в слоях Хемсе о. Готланд. К числу таких видов относятся *Hemsiella hemsiensis*, *Beyrichia grogarniana*, *Neobeyrichia nutans*, *Hammariella pulchrivelata*, *Calcaribeyrichia simplicior* и *Gannibeyrichia gannensis*. Несомненно, количество общих видов еще увеличится за счет примитиопсид и других групп остракод, о распространении которых на о. Готланд нам пока ничего неизвестно. Учитывая также и данные о распространении некоторых строматопороидей, табулят и брахиопод (см. Кальо и Сарв, 1966), паадлаский горизонт Северной Прибалтики можно вполне уверенно сопоставить со слоями Хемсе на о. Готланд.

Слои Эке, Бургсвик, Харма и Сундре соответствуют, по всей вероятности, курессаарескому горизонту и нижней части каугатумаского. Однако общие для них виды — *Hemsiella loensis*, *Sleia equestris*, *Juviella juvensis*, *Retisacculus semicolonatus* и другие — не позволяют более детально сопоставлять слои от Эке до Сундре в отдельности с этими горизонтами, так как они обычно характеризуются весьма ограниченным

вертикальным распространением в том или ином разрезе. То обстоятельство, что *Hemsiella* cf. *maccoyiana*, *Nodibeyrichia tuberculata*, *Neobeyrichia buchiana* и другие виды неизвестны из разреза о. Готланд, но встречаются начиная с середины каугатумаского горизонта, наводит на мысль, что аналоги средней и верхней частей каугатумаского горизонта на о. Готланд отсутствуют.

Так называемый бейрихиевый известняк, распространенный в виде эрратических валунов на территории Польши, ГДР и Голландии, содержит большое количество видов остракод, в том числе *Neobeyrichia buchiana Nodibeyrichia tuberculata*, *Hemsiella* cf. *maccoyiana*, *Macrypsilon salterianum*, *Berolinella steusloffi*, *Frostiella pliculata* и *Kloedenia leptosoma*. Некоторые из названных видов встречены уже в средней и верхней частях каугатумаского горизонта, но комплекс в целом распространяется в охесаареском горизонте. Поэтому понятие «бейрихиевый известняк» охватывает, очевидно, породы не только охесаареского горизонта и его аналогов, залегающих под водами Балтийского моря между о-вами Сааремаа и Готланд (см. Martinsson, 1963a), но и каугатумаского горизонта.

В верхнесилурийских отложениях Средней и Южной Прибалтики остракоды встречаются начиная с граптолитовой зоны *Monograptus scanicus* (см. Гайлите, 1964, 1965; Гайлите и др., 1967), где появляется *Hammariella pulchrivelata*. В вышележащей зоне *Pristiograptus tumescens* к этому виду добавляется еще *Leiocyamus limpidus*. *Hammariella pylchrivelata* распространяется в Северной Прибалтике только в паадласком горизонте, *Leiocyamus limpidus* появляется также в этом горизонте, но имеет более широкое вертикальное распространение. *Hemsiella hemsiensis*, по данным глубин находок в скважине Пилтене (Гайлите и др., 1967), распространяется не в граптолитовых слоях, как это показывает Л. Гайлите, а в нижней части пагегяйского горизонта.

Пагегяйский и миниякий горизонты Средней и Южной Прибалтики скоррелированы нами с курессааресим и каугатумаским горизонтами Северной Прибалтики. В пользу такой корреляции говорит стратиграфическое распространение *Calcaribeyrichia altonodosa* и *Retisaccullus sulcatus* в курессааресом и пагегяйском горизонтах, а также находки *Hemsiella margaritae*, *Scipionis profundigenus*, *Scaldianella simplex* и других видов с более широким диапазоном распространения в миниясом и, главным образом, в каугатумаском горизонте.

Охесаареский горизонт несомненно соответствует юраскому горизонту Средней и Южной Прибалтики. В этих горизонтах встречены *Juviella piltenensis*, *Nodibeyrichia jurassica*, *Kloedenia leptosoma* и *Orcojabella testata*, которые не распространяются в нижележащих отложениях.

Мало общих видов известно из верхнесилурийских отложений Прибалтики и Подолии. Здесь следует отметить в первую очередь *Hammariella pulchrivelata*, *Neobeyrichia ctenophora*, *Clavojabella diffusa* и *«Octonaria»* (cf.) *perplexa*, которые встречены в малиновецком горизонте Подолии и в паадласком горизонте Прибалтики. Скальскому горизонту Подолии соответствуют, очевидно, курессааресий, каугатумаский и охесаареский горизонты Прибалтики, поскольку в них встречены такие общие виды, как *Sleia equestris*, *Amygdalella solida*, *A. nasuta*, *Ochesaarina variolaris*, *Beecherella tectumiformis*, *Aechmina molengraaffii*, *Healdianella magna*, *Kuresaaria angulata*, *K. circulata*, *Scaldianella personata* и *Hebellum insignis*.

## РАКООБРАЗНЫЕ, МЕЧЕХВОСТЫ, СКОРПИОНОМОРФЫ

Представители этих трех классов членистоногих встречаются в силуре Эстонии практически на одном уровне — на границе венлока и лудлова. Вместе с некоторыми бесчелюстными они (см. список) составляют своеобразную ассоциацию, связанную только со специфическим типом отложений, с так называемым эвриптеровым доломитом.

Благодаря большому интересу, вызванному первыми находками эвриптерид, их стали в прошлом столетии интенсивно коллектировать (особенно в известном местонахождении Вийта в дер. Роотсикюла) и изучать (Eichwald, 1854, 1860; Nieszkowski, 1859a, b; Schmidt, 1883, 1904; Holm, 1898; Störmer, 1934 и др.). В последнее время много сделал для изучения эстонских членистоногих Э. Н. Челлесвиг-Веринг (Kjellesvig-Waering, 1958, 1964), который таксономически переоценил почти все описанные с территории Эстонии виды. Поэтому можно считать, что приведенный здесь список видов достаточно полно и достоверно отражает состав ассоциации членистоногих. Учитывая неоднократное появление эвриптеровых доломитов в разрезе начиная с яагарахуского и кончая паадласким горизонтом, можно полагать, что ассоциация членистоногих, не говоря уже об отдельных ее видах, распространена гораздо шире, чем известно сейчас.

По материалам из обнажения Вийта (роотсикюлаский горизонт) составлен следующий список членистоногих:

Ракообразные

*Cyprilepas holmi* Wills
*Ceratiocaris noetlingi* Schmidt

Мечехвосты

*Bunodes lunula* Eichwald
*B. schrenkii* (Nieszkowski)
*Pseudoniscus aculeatus* Nieszkowski

Скорпиономорфы

*Hughmilleria* (*Nanahughmilleria*) *patteni* Störmer
*Eurypterus remipes tetragonophthalmus* Fischer
*Erieopterus laticeps* (Schmidt)
*Dolichopterus stoermeri* Caster & Kjellesvig-Waering
*D.* sp.
*Pterygotus* (*Pterygotus*) *impacatus* Kjellesvig-Waering
*P.* sp.
*Erettopterus* (*Erettopterus*) *laticauda* (Schmidt)
*E.* (*Truncatiramus*) *osiliensis* (Schmidt)
*Carcinosoma* sp. (Schmidt)
*Mixopterus simonsoni* (Schmidt)

Редкие находки отдельных видов известны и из других немногочисленных местонахождений. Так, известна одна находка клешни *Erettopterus* из яаниских мергелей. А. Луха (Luha, 1930) приводит сообщение о находке *Eurypterus fischeri* (= *E. remipes tetragonophthalmus*) из яагарахуского горизонта (доломиты Маази—Рангла). Последний известен также из обнажений Везику (роотсикюлаский горизонт), Атла, Лаадъяла, Удувере (паадлаский горизонт) и Сандла (курессаареский горизонт).

Большинство из перечисленных видов являются эндемичными и поэтому дают мало стратиграфическо-корреляционной информации, а больше характеризуют вмещающие отложения с экологической точки зрения.

Все указанные членистоногие были водными организмами и оби-

тали в пресно- или солоноватоводном бассейне. В поисках пищи они медленно передвигались по дну с помощью плавательных ног. Возможно, что птериготиды и миксоптериды были более или менее подвижными формами нектона (Новожилов, 1962). Высказывалось также мнение, что эвриптериды являлись жителями рек, откуда они заносились течением в морской бассейн и отложения. Так или иначе, присутствие ассоциации членистоногих говорит о существовании в середине силура опресненного бассейна, лагуны или эстуария в районе современного о. Сааремаа (см. гл. V).

Наиболее широко распространен *Eurypterus remipes tetragonophthalmus*, найденный также в Подолии в устьевском горизонте, на Готланде в нижней части слоев Хемсе, и в Норвегии (Рингерике) в слоях 9d (в последних встречается и другой роотсикюлаский вид — *Erieopterus laticeps*). Очень интересно сообщение М. Коупленда и Т. Болтона (Copeland & Bolton, 1960) о находке *Eurypterus fischeri* и *E. laticeps* в Канаде (о. Корнуоллис) в нижней части формации Рид Бей. Вместе с ними встречаются остатки Cyathaspididae, которые в другом районе острова распространены в зоне *Monograptus testis*, а немного выше слоев с эвриптеридами в Рид Бей появляется *Neodiversograptus nilssoni*.

Все эти данные сравнительно хорошо сходятся и показывают, что основная часть интервала распространения *Eurypterus remipes tetragonophthalmus* находится в пределах зон *Monograptus testis* и *Pristiograptus ludensis*, но он может встречаться и в аналогах зоны *Neodiversograptus nilssoni*.

Приведенные в списке ракообразные и мечехвосты сравнительно редки и мало что добавляют к характеристике роотсикюлаского горизонта. Интересно отметить, что *Cyprilepas holmi* является древнейшим представителем надсемейства лепадоморфных усоногих (Wills, 1963).

## РАЗНЫЕ МЕЛКИЕ ГРУППЫ

В силурийских отложениях Эстонии кроме представителей рассмотренных выше групп ископаемых беспозвоночных встречаются довольно часто остатки червей, кониконхий, иглокожих, проблематических организмов и др. (см. также разделы о конодонтах и кислотоустойчивых микрофоссилиях). До сих пор они были почти неизучены; приводимые ниже данные (табл. 20) основываются в большей части на определениях и лишь в отдельных случаях — на результатах более глубокого изучения ископаемых остатков (Елтышева, 1968; Лященко, 1958). Поэтому в данном разделе обзор состава и распространения групп не приводится, цель его — привлечь внимание к этим ископаемым организмам.

Присутствие в ассоциации червей, тентакулитов и других подобных им организмов почти всегда говорит о некоторой специфике фациальной обстановки. Например, в райккюлаское время в глубине Палеобалтийского залива была развита ассоциация дендроидных граптолитов и сколекодонтов, указывающая на своеобразные тиховодные условия обитания, неблагоприятные для существования других групп фауны (см. гл. V). Иногда они кроме экологического имеют и важное стратиграфическое значение. Так, тентакулиты весьма характерны для каугатумаского и охесаареского горизонтов, *Crotalocrinites rugosus* — для каугатумаского горизонта, *Cornulites vagans* — для яниского горизонта и т. д. Можно провести и некоторые сравнения с соседними районами. Например, *Conularia cancellata* распространена на о. Готланд примерно на том же уровне, что и в Эстонии, т. е. в верхневисбю-

Таблица 20

**Распространение представителей разных мелких групп ископаемых организмов в силуре Эстонии**

| Виды | Лландовери | | | Венлок | | Лудлов | | | Даунтон | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ | $K_1$ | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | $K_4$ |
| Squamiferida | | | | | | | | | | |
| *Receptaculites infundibulum* Schrenk | | | + | | | | | | | |
| Conulata | | | | | | | | | | |
| *Conularia cancellata* Sandberger | | | | | + | | | | | |
| Coniconchia | | | | | | | | | | |
| *Tentaculites ornatus* Sowerby | | | | + | | | | | | |
| *T. scalaris* Schlotheim | | | | | | | | | + | + |
| *T. inaequalis* Eichwald | | | | | | | | | + | + |
| *T. estonicus* Ljashenko | | | | | | | | | | + |
| *T. annulatus* Schlotheim | | | | | | | | | | + |
| *Styliolina* sp. | | | | | | + | | | | |
| Cornulitida | | | | | | | | | | |
| *Cornulites vagans* Schrenk | | | | + | | | | | | |
| *Cornulites* sp. | | | | | | | | | | + |
| Annelida (Sedentaria) | | | | | | | | | | |
| *Spirorbis imbricatus* Schrenk | | | | + | | | | + | + | |
| *Anticalyptraea calyptrata* (Eichwald) | | | | | | | | | + | + |
| *Camptosalpinx estonicus* Klaamann | + | | | | | | | | | |
| Echinodermata | | | | | | | | | | |
| *Cyclocyclicus raikülense* Yeltyschewa | | + | | | | | | | | |
| *Crotalocrinites rugosus* (Miller) | | | | | | | + | + | + | |
| *Actinocrinus luchi* Yeltyschewa | | | | | | | | | + | |
| *Lepocrinites kailuka* Luha | | | | | | | | | + | |
| *Hexacrinites tumidulus* Yeltyschewa | | | | | | | | | | + |
| *Lagarocrinus osiliensis* Jaekel | | | | | | | | | | + |
| Varia | | | | | | | | | | |
| **Palaeophycus acicula* Eichwald | | | ? | | | + | | | | |

* Вероятно, трубки *Styliolina*.

ских мергелях и известняках Хёгклинт (Lindström, 1884). *Actinocrinus luchi* найден в Подолии в средней части скальского горизонта, а *Hexacrinites tumidulus* — в борщовском горизонте (Елтышева, 1968). Как и следовало ожидать, *Tentaculites scalaris* и *T. inaequalis* описаны также из эрратического бейрихиевого известняка (Zagora, 1969).

Интересны находки кораллов в сожительстве с червями (Klaamann, 1958; Клааманн, 1959), так же, как и разнообразные «ходы» и следы сверления червей типа *Trypanites* и т. п., могущие дать весьма существенную экологическую информацию.

Недостаточно изучены водоросли, имеющие в некоторых частях разреза весьма большое породообразующее значение (см. о строматолитах и онколитах в главе «Литология»). В частности, важную роль они играли при построении рифов (биогермов, биостром). Максимальное развитие получили водоросли в конце венлока и в лудлове, когда были широко распространены строматолиты типа *Spongiostroma*, *Sphaerocodium*, а также багряные водоросли *Solenopora*.

Ознакомление с имеющимися материалами приводит нас к убеж-

дению, что разнообразие остатков мелких групп ископаемых организмов в силуре Эстонии далеко не исчерпывается приведенными данными, и можно вполне обоснованно ожидать, что будущие исследования дадут немало интересных результатов.

## КОНОДОНТЫ

О конодонтах верхнего силура Эстонии до сих пор имелись весьма скудные данные (Pander, 1856; Gross, 1954), а монографически они совершенно неизучены.

Недавно после обработки 11 проб удалось обнаружить значитель-

Таблица 21

**Распространение конодонтов в силуре Эстонии**

| Виды | Скв. Охесааре | | | | | | | | Скв. Охесааре-2 | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | 149,80—150,10 | 149,50—149,70 | 131,35 | 130,65—130,90 | 98,90—99,50 | 73,60—74,10 | 44,76—44,81 | 22,90—23,15 | 17,90—18,50 | 7,40—7,90 | 3,15—3,90 |
| | $K_1$ | | | | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ | | | | $K_4$ |
| *Lonchodina* aff. *detorta* Walliser | | | | | | | | + | + | | + |
| *Trichonodella* cf. *inconstans* Walliser | | | | | | | | + | + | cf. | cf. |
| *Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis* Walliser | | | | | | | cf. | + | cf. | + | + |
| *Ligonodina elegans* Walliser | | | | | | ? | | + | + | + | + |
| *Neoprioniodus* cf. *bicurvatus* (Branson et Mehl) | | | | | | ? | + | + | + | + | + |
| *Ozarkodina ortuformis* Walliser | | | | | | + | | + | + | + | + |
| *Plectospathodus flexuosus* Branson et Mehl | | | | | | + | | | ? | | + |
| *Ozarkodina typica* Branson et Mehl | | | | | | + | cf. | + | + | + | + |
| *Spathognathodus* cf. *murchisoni* (Pander) | | | | | | + | | | | | |
| *S.* cf. *snajdri* Walliser | | | | | | + | | | | | |
| *Hindeodella equidentata* Rhodes | | | | + | | + | + | | | | |
| *Ozarkodina* aff. *typica* Branson et Mehl | | | | | + | + | | | | | |
| *Spathognathodus primus* (Branson et Mehl | | | + | + | + | + | | + | cf. | + | + |
| *Neoprioniodus* sp. (*N. excavatus* (Branson et Mehl)?) | | + | | + | + | + | | | | | |
| *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (Rhodes) | cf. | | | | + | | | | | | |
| *Ligonodina salopia* Rhodes | + | + | + | + | + | ? | | | | | |
| *Lonchodina walliseri* Ziegler | + | + | + | + | + | | | | | | |
| *Spathognathodus murchisoni* (Pander) | + | + | | | | | | | | | |
| S. sp. (aff. *S. sagitta bohemicus* Walliser) | + | + | | | | | | | | | |
| *Ozarkodina* aff. *media* Walliser | ? | + | | + | | + | | | | | |
| *O.* sp. (aff. *O. ziegleri tenuiramea* Walliser) | | + | | | | | | | | | |
| *Trichonodella* sp. sp. | + | + | + | + | + | + | + | | | + | |
| *Plectospathodus* sp. | | + | + | | + | | ? | | | | |
| *Hindeodella* sp. | | + | | | + | | | + | ? | + | ? |
| *Ozarkodina* sp. | + | | | + | | + | + | | | + | |
| *Panderodus* sp. sp. | | + | | | + | + | ? | + | + | + | |

ное количество конодонтов в керне скв. Охесааре (горизонты $K_1 — K_4$). Распространение предварительно определенных видов показано в табл. 21.

Для большей наглядности выявленный комплекс конодонтов можно разделить на несколько групп видов. К первой группе относятся в основном конодонты простого строения, которые присутствуют почти во всех пробах и тем самым характеризуют комплекс фауны только в общих чертах. Правда, иногда и они позволяют выделить некоторые уровни. Например, в паадласком горизонте отмечается массовое присутствие *Panderodus* sp. sp., *Belodus* sp. и др., которые в таком количестве больше нигде не наблюдаются. Во вторую группу входят довольно крупные стержневые конодонты, образующие в данном разрезе два последовательных комплекса. В нижнем комплексе (роотсикюлаский и паадлаский горизонты) имеются *Ligonodina salopia*, *Lonchodina walliseri*, *Trichonodella* sp. sp., в том числе, вероятно, *T. excavata* и некоторые другие. Для верхнего комплекса (курессаареский?, каугатумаский и охесаареский горизонты) характерны *Ligonodina elegans*, *Trichonodella* cf. *inconstans*, *Lonchodina* aff. *detorta*, *Ozarkodina ortuformis*. Третью группу образуют представители родов *Neoprioniodus*, *Plectospathodus*, *Hindeodella* и некоторые *Trichonodella* — «нежные» формы, с длинными тонкими стержнями, легко разламывающиеся. Последнее обстоятельство на данном этапе изучения затрудняет определение точного видового состава этих конодонтов.

В четвертую группу входят различные *Ozarkodina* и *Spathognathodus* — листообразные многозубчатые конодонты, весьма важные для характеристики стратиграфии верхнего силура. В нижней части изученного разреза скв. Охесааре (глубина 149,50 и 149,80 м) среди них определен *Spathognathodus murchisoni*, впервые описанный К. Пандером (Pander, 1856) по эстонскому материалу (Роотсикюла и Сандла) и переописанный В. Гроссом (Gross, 1954) по конодонтам из Везику. Данный вид известен еще на о. Готланд в слоях Хемсе (Lindström, 1964). В разрезе скв. Охесааре на глубине 73,60 м обнаружено несколько экземпляров *Spathognathodus* cf. *murchisoni*, в общем довольно плохой сохранности, но все же более крупных размеров. Вместе с типичными *Spathognathodus murchisoni* найден *Spathognathodus* sp., близкий к *Spathognathodus sagitta bohemicus*, описанному О. Валлизером из нижней части зоны *Monograptus nilssoni* в окрестностях Праги и отнесенному им к зоне конодонтов *sagitta* на границе венлока и лудлова (Walliser, 1964). *Spathognathodus* cf. *murchisoni* сопутствуют редкие *Spathognathodus* cf. *snajdri*.

В разрезе скв. Охесааре на глубине 131,35 м встречен впервые *Spathognathodus primus*, изменчивые и многочисленные экземпляры которого распространяются и выше, до самой верхней части разреза. Дальнейшее изучение представителей данного вида несомненно окажется полезным для стратиграфической характеристики силурийских отложений.

В верхней части разреза ($K_3b$ и $K_4$) присутствует *Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis*, который в схеме О. Валлизера является зональным видом на уровне граптолитовых зон *Monograptus boučeki* и *M. transgrediens* (Walliser, 1964). Хотя О. Валлизер и отмечает, что подвиды данного вида весьма изменчивые и переходящие и выделяются только на большом материале, все же можно утверждать, что в нашем материале экземпляры несомненного *Spathognathodus steinhornensis* относятся именно к подвиду *eosteinhornensis*.

Из озаркодин наиболее интересны представители *Ozarkodina typica*,

среди которых при дальнейшем накоплении материала, вероятно, будут выделены оба подвида: *O. typica typica* и *O. typica denckmanni*. В пробах, взятых с глубины 98,90 и 73,60 м, определена *Ozarkodina* aff. *typica*, имеющая при довольно низком главном зубце высокую заднюю лопасть. Хотя присутствие озаркодин не ограничивается перечисленными формами, установить точную видовую принадлежность всех их и тем самым полезность для стратиграфии пока невозможно.

Несомненно, приведенный материал еще недостаточно представительный, но все же позволяет сделать некоторые выводы. Во-первых, наличие в каугатумаском и охесаареском горизонтах *Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis* и отсутствие представителей зоны *Icriodus woschmidti* позволяет провести корреляцию названных горизонтов с зоной *eosteinhornensis* и ее аналогами. Аналоги курессаареского и других нижних горизонтов пока с достаточной четкостью не установлены. Во-вторых, ясно, что по составу комплексов конодонтов (ср. Fåhraeus, 1967) слои Харма и Сундре силура о. Готланд в разрезе расположены не выше отложений курессаареского горизонта, а борщовский горизонт Подолии моложе охесаареского (см. Дрыгант, 1967).

## КИСЛОТОУСТОЙЧИВЫЕ МИКРОФОССИЛИИ

Кислотоустойчивые микрофоссилии силура Северной Прибалтики [хитинозои, меланосклеритоитидеи, акритархи, фораминиферы, аннелиды (сколекодонты) и др.] стали систематически изучаться лишь в самое последнее время. Поэтому знания о групповом и видовом составе соответствующих ассоциаций, а также об их стратиграфическом распространении и значении в настоящее время еще очень ограничены. Тем не менее имеющиеся предварительные данные могут быть использованы как для расчленения и сопоставления местных разрезов, так и для их корреляции с отложениями других регионов, в частности о. Готланд.

Настоящий обзор распространения кислотоустойчивых микрофоссилий в силуре Эстонии основывается главным образом на предварительном изучении около 120 мелких проб, взятых из всего разреза силура скв. Охесааре, и около 250 мелких проб из обнажений и некоторых других скважин (преимущественно из лландовери скв. Икла, Пярну, Кирикукюла и Сулуствере), а также на весьма ограниченных данных литературы. Согласно последним, в коренных породах силура республики найдены сколекодонты (Pander, 1956; Schmidt, 1858; Hoppe, 1931), несколько видов хитинозой (Eisenack, 1964), фораминифер (Eisenack, 1954) и меланосклеритов (Eisenack, 1963).

Изучение отобранных проб показывает, что отложения силура Эстонии содержат довольно богатый и в групповом отношении разнообразный комплекс микрофоссилий, целые ассоциации и представители отдельных групп которых наравне с другими группами организмов могут быть с успехом использованы для стратиграфических целей.

Ниже охарактеризованы ассоциации микрофоссилий и распространение хитинозой в разрезе скв. Охесааре с учетом дополнительных данных, полученных по другим точкам опробования.

Ассоциации силурийских микрофоссилий в скв. Охесааре почти постоянно содержат хитинозои, крупные акритархи (преимущественно гладкие оболочки *Leiosphaeridia* и *Tasmanites*) и сколекодонты (главным образом представители рода *Paulinites*). Хитинозои почти полностью отсутствуют только в пробах из низов юруского и из роотсикюлаского горизонта и весьма редки в верхней половине яагарахуского.

Крупные акритархи не найдены в юруском и райккюласком горизонтах, а выше по разрезу они встречаются часто, но с перерывами; во всех пробах каугатумаского и охесаареского горизонтов они представлены в массовом виде. Сколекодонты исключительно редки или совсем отсутствуют только в нижней части юруского горизонта, а также в отложениях граптолитовой фации адавереского и низов яаниского горизонта.

Представители остальных групп (речь идет об основных составляющих ассоциаций) встречаются спорадически (фораминиферы, меланосклериты, конодонты) или же приурочены к более или менее определенным стратиграфическим интервалам. Так, фораминиферы *Blastammina* характерны для верхней части адавереского, яаниского и яагарахуского горизонтов, а также для некоторых интервалов разреза паадлаского и курессаареского горизонтов; в юруском, райккюласком, каугатумаском и в основной части яаниского горизонта они не были обнаружены. Меланосклериты играют важную роль в ассоциациях юруского, верхней части райккюлаского, низов и верхов яагарахуского, а также паадлаского и курессаареского горизонтов; в других стратиграфических интервалах разреза скв. Охесааре они не обнаружены, но встречаются довольно часто в одновозрастных отложениях ($G_{1-2}$, H, $J_1$) более прибрежной фациальной зоны (скв. Мустъяла, Кирикукюла, Сулуствере). Интересно отметить, что в скв. Охесааре ассоциации лландовери и венлока, содержащие меланосклериты, не имеют в своем составе крупных акритарх и фораминифер рода *Blastammina*. Сикулы граптолитов особенно характерны для интервала разреза от самых низов райккюлаского горизонта до верхней части яагарахуского, причем выделяются два уровня (163—170 и 341—352 м), характеризующиеся наличием представителей ретиолитид. Остатки «рыб» обнаружены только в верхней части разреза (выше глубины 163,6 м), как и остатки эвриптерид (в интервале 68,3—153,5 м). Конодонты играют сравнительно важную роль в ассоциациях адавереского, паадлаского и курессаареского горизонтов.

Лландоверийские отложения по скв. Кирикукюла и Сулуствере, в отличие от скв. Охесааре и отчасти Икла, характеризуются резким преобладанием ассоциаций меланосклеритоитидей и аннелид (сколекодонтов), которым нередко сопутствуют фораминиферы и гидрозои, а в некоторых интервалах разреза — хитинозои и акритархи (*Baltisphaeridium*, *Hystrichosphaeridium*, *Veryhachium*).

Основной групповой состав ассоциаций кислотоустойчивых микрофоссилий силура сам по себе, видимо, существенного стратиграфического значения не имеет. Это объясняется тем, что распространение ряда их составляющих (прежде всего фораминифер, меланосклеритоитидей, аннелид) в значительной степени зависит от характера фаций. Тем не менее относительное постоянство группового состава ассоциаций в таких стратиграфических интервалах, как, например, средняя часть райккюлаского горизонта (ассоциация хитинозой, меланосклеритоитидей и аннелид), каугатумаский и охесааареский горизонты (ассоциация хитинозой и акритарх), указывает на возможность их использования для стратиграфических целей.

Из отдельных групп силурийских кислотоустойчивых микрофоссилий наибольшее стратиграфическое значение имеют, помимо конодонтов, несомненно хитинозои. Роль сколекодонтов, сикул граптолитов, а также мелких остатков рыб, эвриптерид и других менее значительна.

Хитинозои изученных проб представлены не менее чем 20—25 видами, относящимися главным образом к родам *Ancyrochitina*, *Co-*

*nochitina, Desmochitina, Angochitina, Cyathochitina* и *Pterochitina*. Первые два распространены почти по всему разрезу силура, *Desmochitina* и *Pterochitina* встречены пока только в яаниском и яагарахуском горизонтах; *Angochitina* — в адавереском, яаниском, паадласком и каугатумаском горизонтах и *Cyathochitina* — в юруруском, райккюласком и адавереском. Отдельные виды хитинозой встречаются в разрезе повторно, образуя зоны, чередующиеся с зонами других видов. Распространение целого ряда видов ограничено определенным интервалом, и они являются отличными руководящими формами.

Для юруруского горизонта, помимо *Ancyrochitina ancyrea*, присутствующего почти во всех пробах из разреза силура, характерно наличие представителей ордовикской видовой группы *Cyathochitina campanulaeformis*, а также ряда еще плохо изученных видов рода *Conochitina*. Вероятно, в данном горизонте можно будет выделить по хитинозоям до десяти местных зон.

Райккюлаский горизонт подразделяется по характерным видам рода *Conochitina* на три основные части. Нижняя часть его (слои с *Conochitina* cf. *elegans*) в скв. Икла соответствует стуриской и нижней части ремтской пачки и целиком — граптолитовой зоне *Pristiograptus cyphus*. Данная часть горизонта, мощностью примерно от 10 (скв. Охесааре) до 25 м (скв. Сулуствере), содержит, вероятно, 4—5 локальных зон представителей группы *Cyathochitina campanulaeformis*.

Средняя часть райккюлаского горизонта (слои с *Coronochitina*) представлена, по-видимому, только в районе Охесааре—Икла, где достигает мощности около 90 м (скв. Икла) и соответствует верхней части ремтской пачки, иклаской пачке и нижней части мергелевой пачки (по схеме Кальо, Вингисаар, 1969). По граптолитовой шкале, она, возможно, соответствует зоне *Pristiograptus gregarius* в широком смысле.

Верхи горизонта (слои с *Conochitina* aff. *pachycephala*) мощностью до 66 м (скв. Икла) соответствуют верхней части мергелевой пачки, вингутаской пачке и основной части кулламааской пачки; они, возможно, грубо одновозрастны с граптолитовой зоной *Demirastrites convolutus*.

В основании карбонатной толщи адавереского горизонта выделяется зона *Veryhachium oligospinosum* (скв. Кирикукюла — около 3,5, скв. Икла — около 8,5, скв. Сулуствере — более 11 м), которая имеет значение четкого маркирующего уровня. Остальная часть карбонатной толщи горизонта (мощностью около 17,5 м в скв. Кирикукюла) характеризуется наличием различных видов *Conochitina* и *Ancyrochitina* и отсутствием *Angochitina longicolla*. Эти слои в целом, видимо, древнее глинистых отложений горизонта, представленных в скв. Охесааре слоями с *Angochitina longicolla* и *Conochitina* cf. *intermedia* мощностью около 25 м (интервал 345,8—370 м).

Самые низы яаниского горизонта мощностью в 7—8 м характеризуются совместным присутствием *Angochitina longicolla* и *Desmochitina margaritana*, а также *Conochitina proboscifera* (появляется уже в верхней части глинистой толщи адавереского горизонта) и *Conochitina* cf. *intermedia*. Эти слои прослеживаются по ряду скважин (Охесааре, Хяэдемээсте, Кирикукюла) и, согласно данным по скв. Охесааре, видимо, соответствуют зоне *Cyrtograptus murchisoni*. Для вышележащих слоев яаниского горизонта мощностью около 80 м (скв. Охесааре) характерна, по имеющимся данным, прежде всего *Desmochitina margaritana*. Возможно, что объем этих слоев грубо соответствует интервалу распространения своеобразного комплекса трилобитов (*Calymene* sp. a, *Dalmanites* и др.). Вышележащие, наиболее типичные слои яаниского

горизонта (с трилобитами *Encrinurus punctatus* и др.) на хитинозои еще плохо изучены и, возможно, особо характерных форм не содержат. Примерно в середине яаниского горизонта появляются *Conochitina pachycephala* и *Desmochitina erratica*. Последний вид, по имеющимся данным, в яагарахуский горизонт не переходит; он был раньше известен, кроме эрратических валунов, из группы Хемсе о. Готланд, лудлова Баррандиена, силура Франции и Сахары. *C. pachycephala* встречен в верхневенлокских отложениях о. Готланд и Англии (Dudley).

В пробах яагарахуского горизонта скв. Охесааре найдены немногочисленные хитинозои плохой сохранности; в основании верхней половины данного горизонта встречен комплекс видов (*Ancyrochitina primitiva*, *Sphaerochitina spinipes*, *Conochitina tuba*, *Desmochitina margaritana* и др.), аналогичный комплексу слоев Слите о. Готланд. В роотсикюласком горизонте хитинозои пока не обнаружены.

Для нижней части паадлаского горизонта характерен *Conochitina latifrons*, для средней и верхней — *Angochitina elongata*, *Conochitina intermedia* и отчасти *Conochitina lagenomorpha* (появляется в верхах горизонта). В большинстве проб обнаружен *Ancyrochitina* sp. Все перечисленные виды известны также на о. Готланд, причем *C. intermedia* и *C. lagenomorpha* впервые появляются в группе Хемсе, а *C. latifrons* выше нижних слоев данной группы не поднимается. Первые два вида, кроме того, известны из Румынии и из юго-западных разрезов силура Франции.

Курессаареский горизонт исключительно беден хитинозоями. В его отложениях обнаружены лишь *Conochitina intermedia* (в самых низах горизонта) и *C.* cf. *lagenomorpha*.

В каугатумаском горизонте в обилии встречается *Ancyrochitina ancyrea*. Кроме него для горизонта (в скв. Охесааре в интервале около 40—50 м) характерен *Conochitina lagenomorpha*, который в средней части замещается видом *Conochitina filifera*, ранее известным из валунов бейрихиевого известняка и из низов девона Сахары. В одной пробе (глубина 15,2 м) найдена *Angochitina* sp.

## ГРАПТОЛИТЫ

Находки граптолитов были до самых последних лет случайными и для стратиграфической и палеонтологической характеристики отложений существенного значения не имели.

Так, известна находка *Diplograptus* (= *Monograptus*) *priodon* из Мустъяла (Schrenk, 1854) и *Diplograptus* (= *Paraclimacograptus*) *estonus* из Вахукюла (Schmidt, 1858). Несколько видов (*Dictyonema* aff. *polymorphum*, *D. crassibasale*, *D. desmoides*, *Thallograptus cervicornis*) приведены А. Луха в списке новых находок остатков ископаемых организмов из яаниских мергелей (Luha, 1930, стр. 5). Позже А. М. Обут, частично совместно с Ю. В. Рыцком (1958), описал ряд новых дендроидей из лландовери и переописал также вид *Paraclimacograptus estonus*. Он же (Обут, 1960) определил остатки *Climacograptus* sp. indet. из низов адавереского горизонта и на этом основании, учитывая данные по табулятам, аргументировал отнесение так называемого тараннона в венлок. Позже была показана (Кальо, 1962) недостаточная убедительность этого вывода.

Бурение новых глубоких скважин в Средней и Южной Эстонии и на о. Сааремаа позволило накопить новые материалы по граптолитам. Первые результаты их предварительного изучения опубликованы Д. Л. Кальо (1962) в виде краткого списка и заключения о возмож-

ности сопоставления граптолитоносных частей разреза скв. Охесааре с зонами *Spirograptus turriculatus* и *Monoclimacis griestonensis* внизу и с зонами *Cyrtograptus murchisoni* и *Monograptus riccartonensis* в верхней части разреза.

Результаты дальнейшего изучения материалов, собранных как коллегами из Института геологии АН ЭССР и Управления геологии СМ ЭССР, так и лично автором, изложены в данной работе или частично опубликованы в других изданиях (Кальо, 1967; Кальо, Вингисаар, 1969). Граптолиты из скважины Хольдре изучались Р. Ж. Ульст.

В Эстонии граптолиты до сих пор находили исключительно среди раковинной фауны, и настоящие граптолитовые фации здесь не были известны. Впервые последние были изучены по скв. Охесааре и, частично, по скв. Икла, Хольдре, Тылла. Следует отметить, что в лландовери граптолитовая фация представлена в названных скважинах отдельными прослоями, а в низах венлока — в виде сплошной пачки мощностью свыше 10 м. Комплексы граптолитов в Эстонии имеют большую стратиграфическую ценность, так как по ним можно точно датировать возраст комплексов раковинной фауны и таким образом содействовать решению многих важных проблем стратиграфии (см. рис. 52). Граптолитовая фация в названных разрезах все же не столь непрерывна, чтобы можно было говорить о выделении зон по граптолитам. Такая возможность имеется только в отношении зон *Demirastrites triangulatus* (без верхней границы), *Monograptus discus*, *Monoclimacis griestonensis* (без верхней границы), *Cyrtograptus murchisoni* (нижняя граница под вопросом), *Monograptus riccartonensis* и подзоны *Pristiograptus sardous* (без верхней границы). Исходя из этого, в нижеследующем распространение граптолитов характеризуется по горизонтам, а не по граптолитовым зонам (табл. 22).

В комплексе граптолитов юруского горизонта наиболее часто встречаются климакограпты *Pseudoclimacograptus hughesi* и *Climacograptus* sp., распространен также *Paraclimacograptus innotatus*. В самых верхах горизонта граптолитов значительно больше — кроме упомянутых встречаются еще *Climacograptus scalaris* cf. *ferganensis*, *C.* cf. *minutus*, *C.* cf. *rectangularis*, *Pribylograptus incommodus*, *P.* cf. *sandersoni*, *Raphidograptus toernquisti*. Этот перечень показывает, что верхи горизонта (Кальо, 1967) несомненно относятся еще к нижнему лландовери и, вероятнее всего, к зоне *Pristiograptus cyphus*. Из верхних слоев горизонта происходит и находка *Dimorphograptus confertus* в скв. Икла (Кальо, Вингисаар, 1969), показывая уверенно, что какая-то часть горизонта соответствует и зоне *Cystograptus vesiculosus*.

Дендроидеи в юруском горизонте встречаются сравнительно редко. Наиболее характерны среди них виды *Dictyonema* и *Inocaulis*.

Райккюлаский горизонт охарактеризован наиболее богатым комплексом граптолитов — на данном уровне изученности известно около 40 видов граптолитов, среди них 30 граптолоидей и 10 дендроидей. Средне- и южноэстонские отложения горизонта заметно отличаются между собой по характеру ассоциаций и количеству остатков граптолитов. В Средней Эстонии граптолиты (граптолоидеи) встречаются спорадически и представлены небольшим числом видов, в то время как дендроидеи распространены многочисленно. Отложения с дендроидеями вскрыты большим числом буровых скважин: Курси, Лаэва, Сурвакюла, Канакюла, Ванаыуэ, Нурме, Кирикукюла, Пярну и др. Скв. Охесааре стоит в некоторой степени особняком, так как в ней нет уже дендроидей, граптолоидеи же встречаются, но редко. Это, так сказать, переходный тип ассоциации. В граптолитовых отложениях

Таблица 22

**Распространение граптолитов в силуре Эстонии**

| Виды | Лландовери | | | Венлок | |
|---|---|---|---|---|---|
| | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ |
| Граптолоидеи | | | | | |
| Diplograptidae | | | | | |
| *Climacograptus* cf. *minutus* Carruthers | + | | | | |
| *C. rectangularis* M'Coy | + | | | | |
| *C. scalaris* cf. *ferganensis* Obut | + | + | | | |
| *C. scalaris* (Hisinger) | | + | | | |
| *C.* aff. *medius* Törnquist | | + | | | |
| *C.* sp. | | + | | | |
| *Paraclimacograptus* cf. *innotatus* (Nicholson) | + | + | | | |
| *P. estonus* (Schmidt) | | + | | | |
| *P.* sp. | + | | | | |
| *Pseudoclimacograptus hughesi* (Nicholson) | + | + | | | |
| *Glyptograptus tamariscus* (Nicholson) | | + | | | |
| *Diplograptus modestus* Lapworth | | + | | | |
| *D.* cf. *modestus diminutus* Elles & Wood | | + | | | |
| *Orthograptus bellulus* Törnquist | | + | | | |
| *O. insectiformis* Nicholson | | + | | | |
| *O. mutabilis* Elles & Wood | | + | | | |
| *Petalograptus minor* Elles | | + | | | |
| *P. ovato-elongatus* Kurck | | + | | | |
| *P. elongatus* Bouček & Pribyl | | | + | | |
| Retiolitidae | | | | | |
| *Retiolites geinitzianus* Barrande | | | + | + | |
| *R. geinitzianus angustidens* Elles & Wood | | | + | | |
| *R.* cf. *densereticulatus* Bouček | | | | + | |
| *Stomatograptus grandis* Suess | | | + | ? | |
| *Pseudoplegmatograptus* sp. | | | + | | |
| *Pseudoretiolites* cf. *decurtatus* Bouček & Münch | | | + | | |
| Dimorphograptidae | | | | | |
| *Dimorphograptus confertus* (Nicholson) | + | | | | |
| *Rhaphidograptus toernquisti* (Elles & Wood) | + | + | | | |
| Monograptidae | | | | | |
| *Pribylograptus incommodus* (Törnquist) | + | + | | | |
| *P. sandersoni* (Lapworth) | cf. | + | | | |
| *P. atavus* (Jones) | | + | | | |
| *Pristiograptus* cf. *cyphus* (Lapworth) | | + | | | |
| *P. gregarius* (Lapworth) | | + | | | |
| *P.* cf. *concinnus* (Lapworth) | | + | | | |
| *P.* cf. *largus* Perner | | | + | | |
| *P.* cf. *variabilis* Perner | | | + | | |
| *P. sardous* Gortani | | | | + | |
| *P. dubius* (Suess) | | | | + | |
| *P.* cf. *dubius latus* Bouček | | | | + | |
| *Monograptus clingani* (Carruthers) | | + | | | |
| *M. intermedius* (Lapworth) | | + | | | |
| *M. discus* Törnquist | | | + | | |
| *M. marri* Perner | | | + | | |
| *M. pandus* Lapworth | | | + | | |
| *M. parapriodon* Perner | | | + | | |
| *M. priodon densus* Perner | | | + | | |
| *M. priodon* (Bronn) | | | + | + | |
| *M. firmus* Bouček | | | | + | |
| *M. flexilis* Elles | | | | + | |
| *M.* cf. *jaekeli* Perner | | | | + | |
| *M. remotus* Elles & Wood | | | | + | |

*Продолжение табл. 22*

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H | $J_1$ | $J_2$ |
|---|---|---|---|---|---|
| *M. riccartonensis* Lapworth | | | | + | |
| *M.* ex gr. *flemingi* Salter | | | | + | + |
| *Pernerograptus revolutus* Kurck | | + | | | |
| *Streptograptus exiguus* (Nicholson) | | | + | | |
| *S. nodifer* (Törnquist) | | | + | | |
| *S. pseudobecki* Bouček & Pribyl | | | + | | |
| *S.* ex gr. *anguinus* Pribyl | | | | + | |
| *S. flexuosus* Tullberg | | | | + | |
| *Globosograptus wimani* Bouček | | | + | | |
| *Monoclimacis griestonensis* (Nicol) | | | + | | |
| *M. griestonensis kettneri* Bouček | | | | + | |
| *M.* aff. *asiatica* Obut | | | + | | |
| *M. crenulata* (Törnquist) | | | + | | |
| *M. linnarssonii* Tullberg | | | + | + | |
| *M. vomerina* Nicholson | | | + | + | |
| *M. hemipristis* Meneghini | | | | + | |
| *Campograptus communis* (Lapworth) | | + | | | |
| *C. elongatus* (Törnquist) | | + | | | |
| *Spirograptus proetus* (Barrande) | | | + | | |
| *S. spiralis* (Geinitz) | | | + | | |
| *S. spiralis contortus* Perner | | | + | | |
| *S.* cf. *giganteus* Hemmann | | | + | | |
| *S. spiraloides* Pribyl | | | + | | |
| *S. turriculatus* (Barrande) | | | + | | |
| *Rastrites approximatus geinitzi* Törnquist | | + | | | |
| *R. peregrinus socialis* Törnquist | | + | | | |
| *Demirastrites triangulatus* (Harkness) | | + | | | |
| Diversograptidae | | | | | |
| *Diversograptus capillaris* (Carruthers) | | + | | | |
| *D. ramosus* Manck | | | + | | |
| Cyrtograptidae | | | | | |
| *Cyrtograptus murchisoni* Carruthers | | | | + | |
| *C. murchisoni bohemicus* Bouček | | | | + | |
| *C.* cf. *insectus* Bouček | | | | + | |
| *Barrandeograptus* cf. *gracilis* Hemmann | | | + | | |
| *B. pulchellus* (Tullberg) | | | | + | |
| Дендроиден и сомнительные граптолиты | | | | | |
| Dendrograptidae | | | | | |
| *Dendrograptus* cf. *phainotheca* Gurley | | + | | | |
| *Dictyonema delicatulum* Lapworth | + | | | | |
| *D. balticum* Obut & Rytzk | + | + | | | |
| *D. desmoides* Gurley | | + | | | |
| *D.* cf. *tenellum* Spencer | | + | | | |
| *D.* aff. *gracile* Hall | | + | | | |
| *D. crassibasale* Gurley | | | | + | |
| *D.* aff. *polymorphum* Gurley | | | | + | |
| Acanthograptidae | | | | | |
| *Thallograptus cervicornis* Spencer | | | | + | |
| Inocaulidae | | | | | |
| *Inocaulis rosensteinae* Obut & Rytzk | + | | | | |
| *I.* aff. *plumulosa* Hall | | + | | | |
| *I.* aff. *lesquereuxi* (Grote & Pitt) | | + | | | |
| *Estoniocaulis jarvensis* Obut & Rytzk | + | | | | |
| *E.* sp. | | + | | | |
| *Crinocaulis flosculus* Obut | | + | | | |
| *Medusaegraptus* sp. | | + | | | |
| Chaunograptidae | | | | | |
| *Rhadinograptus jurgensonae* Obut | | + | | | |
| *Mastigograptus* sp. | | + | | | |
| Incertae sedis | | | | | |
| *Leveillites hartnageli* Foerste | | + | | | |
| *Cactograptus* sp. | + | | | | |

Южной Эстонии, пройденных только скважинами Икла и Хольдре, дендроидеи почти полностью отсутствуют, а граптолоидеи многочисленны. Хотя здесь среди карбонатных пород имеются только отдельные глинистые прослойки с граптолитами, все же можно уже говорить о граптолитовой фации на границе с раковинной (переходной) фацией.

В нижней части разреза в Средней Эстонии встречаются *Pribylograptus atavus*, *P. sandersoni*, *Orthograptus* cf. *mutabilis*, *Diplograptus* cf. *modestus diminutus*, *Rhaphidograptus toernquisti* и др. Такой состав комплекса граптолитов показывает, что нижняя часть райккюлаского горизонта относится еще к нижнему лландовери и может быть сопоставлена с зоной *Pristiograptus cyphus* (Кальо, 1967).

Выше появляются первые представители *Pristiograptus gregarius*, *Orthograptus bellulus*, *Paraclimacograptus* aff. *estonus* (вероятно, новый вид) и переходящий сюда из низов лландовери *Pseudoclimacograptus hughesi*. В этой части горизонта встречается много дендроидей, особенно *Leveillites hartnageli*, *Rhadinograptus jurgensonae*, *Inocaulis* sp. Состав дендроидей несколько богаче, чем это сейчас можно показать. Для уточнения его необходимо провести специальное исследование.

Охарактеризованный комплекс граптолоидей служит достаточным основанием для отнесения верхней части райккюлаского горизонта к среднему лландовери и для сопоставления ее с зоной *Pristiograptus gregarius*, а отчасти также с зоной *Demirastrites convolutus*.

В Средней Эстонии сравнительно хорошим критерием при проведении границы между райккюласким и адавереским горизонтами является наличие в райккюласком и почти полное отсутствие в адавереском горизонте двурядных граптолитов, в первую очередь *Climacograptus*. Известен только один случай (в разрезе скв. Ванаыуэ; рис. 64), когда в самых низах адавереского горизонта непосредственно выше литологической границы были найдены остатки *Climacograptus* sp. Но этот отдельный факт в принципе не меняет положения и сам по себе требует еще объяснения.

В Южной Эстонии список граптолитов райккюлаского горизонта значительно более полный — всего 25 видов, из них 5 видов, распространявшихся и в Средней Эстонии. Поскольку граптолиты в разрезе встречаются почти без перерывов, то здесь можно выделить соответствующие зоны. По комплексам граптолитов из скв. Икла (Кальо, Вингисаар, 1969) и Хольдре (Ульст; в печати) в нижней части разреза райккюлаского горизонта можно узнать ассоциацию зоны *Pristiograptus cyphus*, хотя сам зональный вид встречается редко. Представлены еще *Pribylograptus sandersoni*, *P. incommodus*, *Pseudoclimacograptus hughesi* (вообще очень многочисленный), *Glyptograptus tamariscus* (также частый), *Pernerograptus revolutus*, *Rhaphidograptus toernquisti*, *Climacograptus* cf. *minutus* и др. Этот комплекс встречается в разрезе скв. Икла в интервале 460—500 м, но нижняя граница его распространения не установлена из-за отсутствия в подстилающих отложениях граптолитов.

Выше появляются первые представители *Demirastrites* и особенно *D. triangulatus*. Последний в больших количествах распространяется до глубины 420 м. Кроме него многочисленно представлены еще *Pseudoclimacograptus hughesi* и *Rhaphidograptus toernquisti*; реже встречаются в низах горизонта *Pribylograptus atavus*, *Pristiograptus* cf. *concinnus*, *Campograptus elongatus*, *Climacograptus scalaris*, *Glyptograptus tamariscus*, *Pristiograptus gregarius*, *Monograptus intermedius*, *Diversograptus capillaris* и др. Последние два вида показывают, что следующая зона — зона *Demirastrites convolutus* уже близка, но явных представителей

этой зоны в Икла все же нет. Более четко она выделяется в разрезе скв. Хольдре. Элементов зоны *Monograptus sedgwicki* как в Южной, так и в Средней Эстонии не обнаружено.

В адавереском горизонте граптолиты известны только из керна скв. Охесааре, Пярну, Канакюла и в виде случайной находки — в обнажении Пяэрду. Более или менее целостные комплексы можно установить только в разрезе скв. Охесааре, в остальных скважинах граптолиты встречаются спорадически.

Как известно, в начале позднего лландовери в пределах Северной Европы происходило расширение граптолитовой фации, в частности в Скандинавии (Мьёза, Емтланд) и Прибалтике (Средняя Латвия). В Эстонии расширение этой фации литологически выражено слабо, а фаунистически — довольно четко: в темно-коричневых прослоях низов адавереского горизонта встречается богатый комплекс граптолитов.

В скв. Охесааре (см. рис. 52) в нижней части адавереского горизонта, в интервале 372,7—372,0 м, распространен комплекс граптолитов, содержащий *Spirograptus turriculatus* и *Petalograptus* cf. *elongatus*. На основании этого данная часть разреза может быть сопоставлена с зоной *Spirograptus turriculatus*. Следует сказать, что комплекс этот не очень выразительный и богатый, но все же достаточно четкий.

В интервале 372,0—366,0 м распространен граптолитовый комплекс зоны *Monograptus discus*. Сам зональный вид встречен только в нескольких образцах. Из других видов здесь присутствуют *Retiolites geinitzianus*, *Monograptus priodon* cf. *densus*, *Pristiograptus* cf. *variabilis*, *Diversograptus ramosus*, *Streptograptus nodifer* и др. Выше глубины 366 м появляется *Monoclimacis griestonensis*, который вместе с многочисленными *Retiolites geinitzianus*, *Spirograptus spiralis*, *Monograptus priodon* распространяется до глубины 353 м. Эта часть разреза скв. Охесааре несомненно соответствует зоне *Monoclimacis griestonensis*. Выше, вплоть до пограничных слоев лландовери и венлока, граптолиты отсутствуют. Непосредственно ниже верхней границы адавереского горизонта найден *Stomatograptus grandis*. Однако близкие к нему граптолиты встречены непосредственно выше принятой в данной работе нижней границы венлока. До проверки имеющихся материалов воздержимся от каких-либо выводов.

Одна находка *Barrandeograptus* sp. сделана Э. А. Юргенсон в Пяэрду, что имеет большое значение ввиду наличия в этом же обнажении *Pentamerus oblongus*.

Яаниский горизонт. На границе адавереского и яаниского горизонтов в разрезе скв. Охесааре установлено изменение литологического облика пород — зеленые мергели адавереского горизонта замещаются темно-коричневыми мергелями тыллаской пачки яаниского горизонта. Также и фаунистическая граница маркируется достаточно четко благодаря появлению ряда новых венлокских граптолитов. На полметра выше маркирующего границу слоя метабентонита появляются *Cyrtograptus* ex gr. *murchisoni* и *Monoclimacis vomerina*. Еще выше к ним добавляются *Cyrtograptus murchisoni bohemicus*, *Streptograptus flexuosus* и в некоторых прослоях в массовом виде *Barrandeograptus pulchellus*. До появления первых *Monograptus riccartonensis* встречаются *Monograptus firmus* и *Cyrtograptus* cf. *insectus*, которые в Богемии образуют самостоятельные зоны. Такие зоны можно было бы выделить и здесь, но в данном случае это не имеет существенного значения. С начала яаниского горизонта до глубины 340 м встречаются многочисленные *Retiolites geinitzianus*, заканчивающие свое существование почти одновременно с появлением *Monograptus firmus*. Многочис-

ленность *R. geinitzianus* также типична для зоны *Cyrtograptus murchisoni*, к которой относятся отложения в скв. Охесааре в интервале 345,8—338 м. При таком условном в некоторой степени положении верхней границы зоны *C. murchisoni* первые представители *Monograptus riccartonensis* остаются еще в нижней зоне, что вполне закономерно, учитывая распространение этого вида в других регионах (Elles & Wood, 1914).

Зона *Monograptus riccartonensis*, охватывающая в скв. Охесааре интервал 338—331 м, содержит, кроме зонального вида, который встречается в массовом количестве, очень мало остатков представителей других видов. К последним относятся *Monoclimacis vomerina*, *Monograptus priodon*, *Monoclimacis hemipristis*. Последний вид считается типичным именно для зоны *M. riccartonensis*, но в Охесааре он встречается уже в подстилающих отложениях. В врехней части зоны *M. riccartonensis* появляются первые представители *Pristiograptus dubius dubius*.

Начиная с глубины 331 м и выше — до 327 м распространен *Pristiograptus sardous*, который в Охесааре составляет весьма монотипную ассоциацию. Вероятно, эту часть разреза следует рассматривать как самостоятельную подзону *P. sardous*, расположенную в низах верхнего венлока. К сожалению, точно определить положение верхней границы зоны нельзя, так как выше граптолиты встречаются спорадически. Во всяком случае на глубине 324 м *P. sardous* уже не обнаружен, а на глубине 311,7 м встречается первый *Monograptus flexilis*. Последний в разрезе Охесааре очень редок, и уже на глубине 302 м найден *Monograptus* ex gr. *flemingi*, а на глубине 295,5 и 288 м встречен *M.* cf. *flemingi primus* (рис. 52). До глубины 280 м встречаются и некоторые другие виды из рода *Monograptus* (*M.* cf. *jaekeli* на глуб. 283,9 м), а также *Cyrtograptus* sp., *Monoclimacis* sp. и *Pristiograptus* sp. После длительного перерыва последняя находка граптолита — *Monograptus* cf. *flemingi flemingi* — сделана на глубине 194,5 м, т. е. на 8,5 м выше нижней границы яагарахуского горизонта. Эта находка показывает, что вся верхняя часть разреза начиная с глубины 302 м коррелируется с так называемыми флемингиевыми слоями верхнего венлока. Поскольку выше *M. flemingi* других граптолитов нет, то нельзя и утверждать, что вышележащие слои яагарахуского горизонта соответствуют более высокому уровню, чем флемингиевые слои. Наоборот, корреляция по остракодам (Кальо, Сарв, 1966; см. гл. IV) показывает, что и верхние слои яагарахуского горизонта относятся еще к венлоку.

В более молодых отложениях силура Эстонии остатки граптолитов отсутствуют, хотя в соседнем районе, на Курземском полуострове, граптолитовая фация широко развита.

## ПОЗВОНОЧНЫЕ

В работах Х. Пандера (Pander, 1856), Ф. Шмидта (Schmidt, 1866—1894), И. Рогона (Rohon, 1892—1899 и др.), В. Паттена (Patten, 1931 и др.), К. Хоппе (Hoppe, 1931, 1933), Г. М. Робертсона (Robertson, 1935—1945), В. Гросса (Gross, 1947—1969), Э. Белау (Bölau, 1949) и некоторых других описана богатая фауна бесчелюстных и акантодов силура (венлока, лудлова и даунтона) о. Сааремаа. В табл. 23 приводятся данные о распространении 48 видов. В этот список включены только более или менее достоверные виды, отдельные из которых требуют ревизии.

Бесчелюстные и рыбы силура о. Сааремаа были впервые описаны по материалу главным образом четырех местонахождений: Вийта

**Распространение позвоночных в силуре Эстонии**

| Виды | Венлок | | | Лудлов | | | | | | | | Даунтон | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | $J_2$ | | | $K_1$ | | | | $K_2$ | | | $K_3a$ | $K_3b$ | | $K_4$ |
| | P | M | S | Vt | Kn | Vs | Sn | S | H | U | | A | L | |
| Agnatha | | | | | | | | | | | | | | |
| Thelodonti | | | | | | | | | | | | | | |
| *Thelodus laevis* (Pander) | | + | + | + | | + | | + | + | + | | | | |
| *T. schmidti* (Pander) | | + | + | + | | + | | + | + | + | | | | |
| *T. pugniformis* Gross | | | | + | | + | | | | + | | | | + |
| *T. trilobatus* Hoppe | | | | + | | | | + | + | + | + | + | | + |
| *T. parvidens* Agassiz | | | | + | | + | | + | + | + | + | + | + | + |
| *T. bicostatus* Hoppe | | | | | | + | | | | + | + | | | + |
| *T. costatus* (Pander) | | | | | | | | | + | + | + | | + | + |
| *T. traquairi* (Gross) | | | | | | | | | + | + | + | | | + |
| *T. sculptilis* Gross? | | | | | | | | | | + | + | + | | |
| *Thelodus?* sp. | | | | | | | | + | | + | + | | | + |
| *Katoporus triangulus* Gross | | + | | | | | | | | | | + | | + |
| *K. tricavus* Gross | | | | | | | | | + | + | + | + | | + |
| *Katoporus* sp. | | | | | | | | | + | + | + | | | |
| *Goniporus alatus* (Gross) | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Logania martinssoni* Gross | | + | + | + | | + | | + | + | | | | | |
| *L. cuneata* (Gross) | | | | | | | | | ? | + | + | + | | + |
| *Logania* sp. | | | | | | | | + | + | + | + | | + | + |
| *Logania? cruciformis* Gross | | | + | | | ? | | | + | + | | | | ? |
| *Phlebolepis elegans* Pander | | | | + | | | | + | + | + | | | | |
| Heterostraci | | | | | | | | | | | | | | |
| *Strosipherus indentatus* Pander | | | | | | | | | | + | + | + | + | + |
| *Tolypelepis undulata* Pander | | | | | | | | | | | | + | + | + |
| Osteostraci | | | | | | | | | | | | | | |
| *Trematapsis schmidti* Rohon | | | | + | | + | | | + | | | | | |
| *T. mammillata* Patten | | | | | | | | | + | | | | | |
| *T. milleri* Patten | | | | | | | | | + | | | | | |
| *T. rohoni* Robertson | | | | | | | | | | + | + | | | |
| *Trematapsis* sp. indet. | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Darthmutia gemmifera* Patten | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Saaremaaspis mickwitzi* (Rohon) | | | | + | | + | | | | | | | | |
| *Oeselaspis pustulata* Patten | | | | | | + | | | + | | | | | |
| *Witaaspis schrenkii* (Pander) | | | | + | | + | | | + | | | | | |
| *Thyestes verrucosus* Eichwald | | | | + | | | | | | | | | | |
| *Procephalaspis oeselensis* (Robertson) | | | | | | | | | + | | | | | |
| *Cephalaspididae* inc. gen. | | | | | | | | | | + | + | + | | |
| Anaspida | | | | | | | | | | | | | | |
| *Saarolepis oeselensis* (Robertson) | | | | | | + | | | + | + | | | | |
| Pisces | | | | | | | | | | | | | | |
| Arthrodira | | | | | | | | | | | | | | |
| Gemuendinida inc. fam. | | | | | | | | | | | | | | + |

Продолжение таблицы 23

| Виды | $J_2$ | | | $K_1$ | | | | $K_2$ | | | $K_3a$ | $K_3b$ | | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | P | M | S | Vt | Kn | Vs | Sn | S | H | U | | A | L | |
| Acanthodei | | | | | | | | | | | | | | |
| *Climatius curvatus* Pander | | | | | | | | | | | ? | | | + |
| *Nostolepis striata* Pander | | | | | | | | | + | + | + | + | + | + |
| *N. gracilis* Gross | | | | | | | | | | | | | + | + |
| *Onchus roemeri* Hoppe | | | | | | | | | | | | + | | |
| *O. tenuistriatus* Agassiz | | | | | | | | | | | | + | + | + |
| *O. murchisoni* Agassiz | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Gomphodus sandelensis* Pander | | | | | | | | | + | + | + | + | + | + |
| *Gomphodus* sp. | | | | | | | | | | + | | | | |
| *Gomphodus?* sp. | | | | | | | | | | + | + | + | | |
| *Poracanthodes punctatus* Brotzen | | | | | | | | | | | | | | + |
| *Monopleurodus ohhesaarensis* Pander | | | | | | | | | | | | | | + |
| Osteichthyes | | | | | | | | | | | | | | |
| *Andreolepis hedei* Gross | | | | | | | | | + | | + | | | |
| *Lophosteus superbus* Pander | | | | | | | | | | ? | + | + | | + |

(Роотсикюла) и Везику роотсикюлаского, Химмисте паадлаского и Охесааре одноименного горизонта. Из других местонахождений: Карала, Пильгузе (паадлаский горизонт), Ряэмасте (курессаареский горизонт?), Сандла, Няссумаа, Лейна, Каугатума и Лыо (каугатумаский горизонт) известны лишь редкие находки в основном акантодов. В последнее время растворено много образцов из скважин и некоторых обнажений, что дало новые сведения о распространении бесчелюстных и рыб. Пополнился список телодонтов, которые были недавно обработаны В. Гроссом (Gorss, 1967) в основном на эрратическом материале из валунов южного побережья Балтийского моря. Новые данные о распространении позвоночных изложены в двух статьях (Mark-Kurik, 1969; Mark-Kurik, Noppel, 1970).

Первые остатки позвоночных в виде чешуй телодонтов найдены в маазиских слоях яагарахуского горизонта. Все установленные виды распространяются и выше — в роотсикюласком и паадласком горизонтах, кроме *Katoporus triangulus*, который известен из даунтона. *Logania martinssoni* преобладает в яагарахуском горизонте.

В роотсикюласком горизонте бесчелюстные известны в вийтаских и везикуских слоях. Они собраны в основном в местонахождениях Вийта и Везику. Чешуи телодонтов *Thelodus schmidti* и *T. laevis* крупные и многочисленные, особенно в Везику. Другие телодонты более редкие, в том числе *Phlebolepis elegans*, полные экземпляры которого собраны в обн. Химмисте паадлаского горизонта, но который впервые описан Х. Пандером (Pander, 1856) из Вийта (Роотсикюла). В Вийта и Везику обнаружены редкие чешуи *Thelodus parvidens*, многочисленные в более высоких горизонтах (особенно в $K_3b$ и $K_4$). В Везику найдено много обломков чешуй анаспид *Saarolepis oeselensis*. В кууснымметских и соэгининаских слоях позвочные не обнаружены. Остатки бесчелюстных и рыб роотсикюлаского возраста в скважинах встречаются редко.

Остатки позвоночных в паадласком горизонте были до сих пор известны прежде всего из каменоломни Химмисте (которая раньше считалась местонахождением роотсикюлаского горизонта). Здесь наряду с чешуями телодонтов были собраны остатки многих остеостраков.

Изучение кернового материала показало, что паадлаский горизонт наиболее богат остатками позвоночных. Бесчелюстные и рыбы встречаются не только в средней части горизонта, в химмистеских слоях, но и ниже, и выше, в сауверескнх и удувереских слоях. Широко распространены виды *Thelodus schmidti*, *T. laevis* и *Phlebolepis elegans*. Начиная с химмистеских слоев встречаются акантоды (*Nostolepis* и *Gomphodus*). Раньше они были известны из каугатумаского горизонта. В большом количестве чешуи акантодов найдены в скв. Охесааре в химмистеских слоях, а также в скв. Кингисепп и Сакла в удувереских слоях. В местонахождении Химмисте они пока не известны. В химмистеских слоях встречается *Andreolepis hedei* — самый древний представитель *Osteichthyes*. Род *Andreolepis* распространяется и выше, в курессаареском горизонте.

Курессаареский горизонт характеризуется телодонтами родов *Thelodus*, *Katoporus* и *Logania*, количество видов которых несколько меньше, чем в паадласком горизонте. Очень часто встречается *Thelodus sculptilis*?

Для каугатумаского горизонта характерно преобладание акантодов (*Nostolepis*, *Onchus*, *Gomphodus*) над телодонтами. Из последних более обыкновенный *Thelodus parvidens*, *Katoporus* и *Logania* встречаются реже. Остатки акантодов в виде чешуй и плавниковых шипов встречены в обнажениях эйгуских (Сандла, Няссумаа, Каугатума) и лыоских (Лыо) слоев, а телодонты — в обнажениях Каугатума и Лыо. Много чешуй акантодов обнаружено в пробах отложений каугатумаского горизонта из скважин.

Остатки позвоночных охесаареского горизонта, найденные в береговых обрывах Охесааре и Лооде, а также в скв. Охесааре-2, близки к комплексу позвоночных паадлаского, курессаареского и каугатумаского горизонтов, но телодонтов в нем несколько меньше, чем в первом из названных горизонтов. Преобладающими формами являются *Thelodus parvidens* и *Logania cuneata*. Довольно часты *Thelodus trilobatus*, *Katoporus tricavus* и *K. triangulus*, а также *Logania* sp. Чешуи последнего вида напоминают чешуи *L. kummerowi*, но имеют более простую форму. Другие виды телодонтов более редкие. Довольно часто встречаются фрагменты гетероетраков (*Strosipherus*, *Tolypelepis*) и реже пластиночки артродир отряда Gemuendinida. Очень много чешуй акантодов (*Nostolepis* и *Gomphodus*); их плавниковые шипы и зубы (*Climatius*, *Onchus*, *Monopleurodus*) встречаются реже. Чешуи *Poracanthodes punctatus* редки. Обнаружены чешуи и другие остатки *Lophosteus superbus*, которые в статье Э. Марк-Курик (Mark-Kurik, 1969) определены как *Andreolepis* sp.

Согласно имеющимся данным, телодонты появляются в разрезе силура о. Сааремаа в середине яагарахуского горизонта. Они встречаются во всех вышележащих горизонтах и достигают максимального разнообразия в паадласком горизонте. Таким образом, телодонты распространены начиная с верхней половины венлока и кончая даунтоном. Распространение анаспид ограничивается венлоком и лудловом, а артродир — даунтоном. Гетероетраки распространяются в лудлове и даунтоне; остеостраки, многочисленные в лудлове, переходят и в даунтон. Акантоды и *Osteichthyes* встречены в лудлове и даунтоне.

Следует подчеркнуть, что данные о распространении отдельных

групп позвоночных зависят, по-видимому, в некоторой степени от изученности разреза и поэтому отсутствию тех или иных групп нельзя придавать слишком большого значения. Применение наряду с поисками макроскопических остатков бесчелюстных и рыб методики растворения пород, особенно кернового материала, дает и уже дало несколько иное представление о вертикальном и горизонтальном распространении позвоночных. Для примера можно указать, что в результате растворения пробы из Везику (роотсикюлаский горизонт) обнаружено много фрагментов чешуй анаспида *Saarolepis*. Последняя форма из Везику раньше не была известна, несмотря на то, что названное обнажение принадлежало к числу наилучше исследованных местонахождений позвоночных на о. Сааремаа. Материалы из других регионов показывают, что телодонты и гетеростраки появляются гораздо раньше (в США — в среднем ордовике). В Англии телодонты обнаружены в петалокриновом известняке (Petalocrinus Limestone; Squirrell, 1958), который соответствует верхам адавереского горизонта (верхи лландовери). Циатаспиды, представленные на о. Сааремаа *Tolypelepis* в каугатумаском и охесаареском горизонтах, в разрезе о. Готланд встречены в слоях Хемсе, одновозрастных с паадласким горизонтом и фациально близких ему. В паадласком горизонте из гетеростраков обнаружен *Strosipherus indentatus*. В Канаде циатаспиды найдены вместе с эвриптеридами (*Eurypterus fischeri, E. fischeri rectangularis, E. laticeps*) в слоях Рид Бей А, соответствующих по возрасту и типу осадков приблизительно роотсикюласкому горизонту (Copeland, Bolton, 1960). Вполне возможно, что и распространение анаспид не ограничивается только роотсикюласким и паадласким горизонтами. Так, на о. Готланд представители этой группы появляются в слоях Халла (Martinsson, 1966; Gross, 1968c), которые коррелируются с верхней частью яагарахуского горизонта. В Литве они поднимаются выше, до нижней части юраских слоев (Obruchev, Karatajūtė-Talimaa, 1967), т. е. примерно до уровня верхней половины каугатумаского горизонта. В том, что акантоды найдены теперь в паадласком горизонте, нет ничего удивительного, так как на о. Готланд они известны в слоях того же возраста (слои Хемсе; Spjeldnaes, 1950; Gross 1968b). В Англии, по сообщению Х. Туумса (Toombs; Ludlow Research Group Bulletin, No. 15, 1968), они найдены еще ниже, в венлокском известняке (части яагарахуского горизонта и роотсикюласкому).

С точки зрения сопоставления разрезов наиболее надежны телодонты, виды которых имеют широкое горизонтальное распространение. Телодонты были, по-видимому, эвригалинными (Denison, 1956) и достаточно быстро изменялись во времени. Комплексы телодонтов с учетом количественных соотношений отдельных видов использованы В. Гроссом (Gross, 1967) и другими исследователями для корреляции отложений. Представители других групп бесчелюстных в силуре о. Сааремаа в подавляющем большинстве эндемичны. Исключение составляют немногочисленные гетеростраки. По сравнению с телодонтами большинство акантодов (судя прежде всего по чешуям) изменяется мало, хотя они и распространяются также широко. Они известны почти во всех регионах, в том числе в морском силуре Баррандиена (в слоях $e\alpha$ и $e\beta$; Gross, 1950). Что касается вертикального распространения акантодов, то продолжительность их существования неодинакова. Встречаются формы, обнаруженные только в нескольких горизонтах. Например, *Gomphodus* sp. и *Gomphodus?* sp., первый из которых найден в паадласком горизонте, а второй — в интервале от паадлаского до нижней части каугатумаского горизонта. Названные виды вместе с *Thelodus sculptilis?, Katoporus* sp., а также с гетерострацками и остеостраками,

встречающимися вместе с ними, характерны для слоев около границы лудлова и даунтона.

С помощью позвоночных в разрезах Эстонии и Литвы коррелируется только верхняя часть силура, т. е. слои даунтонского возраста. Позвоночные более древних отложений в Литве пока еще не изучены. Юраские слои сопоставлялись раньше примерно с охесаареским горизонтом (Obruchev, Karatajūtė-Talimaa, 1967). В последних корреляциях на основе позвоночных с этим горизонтом В. Н. Каратаюте-Талимаа (1968а, б) сопоставляет частично или полностью миниякие слои, считая, что юраские слои в большей части моложе их. В миниякских слоях встречаются: *Thelodus parvidens*, *Goniporus alatus*, *Logania cuneata*, *Strosipherus* sp. indet., *Tolypelepis* sp. indet., *Anaspida* gen. indet., *Climatius* sp. indet., *Nostolepis striata*, *N. gracilis*, *Gomphodus sandelensis* и *Poracanthodes punctatus*. Нижняя и средняя части юраских слоев содержат лишь остатки акантодов и анаспид, а верхи — снова телодонты вместе с акантодами. Телодонтов два комплекса: нижний состоит из *Logania kummerowi* (?) и *L. cuneata*, а верхний — из *Katoporus tricavus*, *Goniporus alatus* и *Logania cuneata* (Obruchev, Karatajūtė-Talimaa, 1967; Каратаюте-Талимаа, 1968а, б; Пашкевичюс, Каратаюте-Талимаа, 1968). *Thelodus parvidens* в этих комплексах отсутствует. Выше юраских слоев залегают тильжеские слои диттонского возраста. Облик их ихтиофауны совсем иной. Телодонты представлены *Turinia pagei*, гетерострак — *Traquairaspis*, *Corvaspis*, *Tesseraspis*, *Anglaspis* и остатками Poraspididae. Найдены также акантоды (Каратаюте-Талимаа, 1964; Obruchev, Karatajūtė-Talimaa, 1967; Gross, 1967).

Из соседних районов большой интерес представляет о. Готланд, где позвоночные встречаются на следующих уровнях: в слоях Халла, Хемсе, Эке и Хамра (Spjeldnaes, 1950; Martinsson, 1966; Gross, 1967, 1968b, c). Более подробно изучены позвоночные слоев Халла и Хемсе. В первых найдены телодонты *Logania martinssoni*, *Thelodus schmidti* и *T. laevis*, обломки остеостраков, гетеростраков (?), а также анаспид, похожие на *Saarolepis*. Комплекс телодонтов слоев Халла известен на о. Сааремаа в яагарахуском горизонте. Для этого комплекса, элементы которого распространяются и выше, характерно преобладание *Logania martinssoni*, а также очень малая величина чешуй телодонтов. Верхняя часть слоев Хемсе содержит, по В. Гроссу (Gross, 1968b), следующие остатки позвоночных: *Thelodus parvidens*, *Thelodonti* gen. et sp. indet., *Phlebolepis elegans*, *Cyathaspida* gen. et sp. indet., *Anaspida* gen. et sp. indet., *Nostolepis striata*, *Gomphodus sandelensis*, *G. hoppei* и *Andreolepis hedei*. На основании беспозвоночных слои Хемсе хорошо коррелируются с паадласким горизонтом (Кальо, Сарв, 1966). Данные по позвоночным подтверждают такое сопоставление, несмотря на некоторые отличия в их фаунулах. Общими формами являются *Thelodus parvidens*, *Phlebolepis elegans*, *Nostolepis striata*, *Gomphodus sandelensis* и *Andreolepis hedei*. В. Гросс (Gross, 1968b), не зная новых данных о распространении *T. parvidens* и акантодов, считал фауну слоев Хемсе близкой к фауне обн. Каугатума. Из слоев Эке определены *Thelodus* и акантоды, из слоев Хамра — *T. parvidens*.

В Сконе (южная Швеция) позвоночные обнаружены в слоях Эвед-Рамсоза (Öved-Ramsåsa), где они представлены телодонтами, циатаспидами, остеостраками и акантодами. Из этих групп только телодонты определены более точно. В. Гросс (Gross, 1967) называет следующие формы: *Thelodus parvidens*, *T. costatus*, *T. pugniformi*, *T. bicostatus*, *T. trilobatus*, *T. traquairi* и *T. sculptilis*. Распространение всех указанных видов не ограничивается в разрезе Сааремаа одним горизонтом.

Сходные элементы фауны телодонтов имеются в роотсикюласком горизонте и в слоях 9g в Рингерике (район Осло, Норвегия). Но в последних наряду с *Thelodus laevis*, *T. schmidti* и *Logania martinssoni*, возможно, встречаются и более поздние формы (Gross, 1967). Что касается других групп, то они представлены эндемичными остеостраками (*Aceraspis*, *Hirella*) и анаспидами.

Силур Англии, точнее Уэльса, очень интересен ранним появлением телодонтов и акантодов, которые, к сожалению, еще не описаны. Телодонты встречаются на разных уровнях (Petalocrinus Limestone, Wenlock Limestone, Aymestry Limestone, Whitcliff Flags, Ludlow Bone Red; Squirell, 1958). Изучены они только из лудловского костеносного слоя, где встречаются *Thelodus parvidens*, *T. bicostatus*, *T. pugniformis* и *Logania ludlowiensis*. На основании этих форм, а также *Tolypelepis* лудловский костеносный слой может быть грубо сопоставлен с верхами лудлова и с даунтоном о. Сааремаа.

Фауна позвоночных силура Эстонии представляет несомненно большой интерес как одна из древнейших в мире. Многие исследователи (Hoppe, 1931; Gross, 1950; Denison, 1956; Обручев, 1958, 1964; Obruchev, Karatajūté-Talimaa, 1967 и др.) высказали мнение о том, что находки позвоночных о. Сааремаа приурочены к двум типам фауны, отличия в составе которых обусловлены в большей степени условиями обитания, чем возрастом. Первый тип, встречающийся в роотсикюласком и паадласком горизонтах, представлен формами, обитавшими в опресненных полузамкнутых бассейнах. Позвоночные каугатумаского и охесаареского горизонтов, составляющие второй тип, являлись обитателями прибрежной зоны моря нормальной солености. Оба типа отличаются и по сохранности остатков. В роотсикюласком и паадласком горизонтах остатки бесчелюстных встречаются в виде цельных щитов остеостраков, а также разрозненных чешуй и фрагментов телодонтов и анаспид. Исключением являются находки полных скелетов телодонта *Phlebolepis* в Химмисте (паадлаский горизонт). В каугатумаском и охесаареском горизонтах остатки позвоночных (телодонтов, гетеростраков, акантодов) образуют скопления изолированных чешуй и плавниковых шипов. Весьма редки полные панцири гетеростраков (*Tolypelepis*).

Однако надо учитывать, что такое представление создалось на основе материала только нескольких местонахождений. Исследование образцов из скважин, а также некоторых обнажений с помощью методики растворения показало, что различия между фаунами позвоночных венлока и лудлова, с одной стороны, и даунтона — с другой, не так уж велики. Наибольшим разнообразием форм выделяется паадлаский горизонт, где встречаются все основные группы бесчелюстных и рыб. Почти все телодонты, найденные в охесаареском горизонте, встречены и в паадласком. Но, кроме них, в последнем горизонте распространен ряд более ранних видов. Резкость границы лудлова и даунтона уменьшается и тем, что гетеростраки появляются в паадласком горизонте, а остеостраки, многочисленные в лудлове, переходят и в каугатумаский горизонт, существуя таким образом в течение некоторого периода одновременно. О комплексе позвоночных, характеризующем эту границу, уже говорилось. Венлокская и раннелудловская фауны позвоночных относительно беднее фаун более поздних времен. Конечно, распространение бесчелюстных и рыб в силуре Эстонии требует еще уточнения. Наряду с таксономической и анатомической работами, целью дальнейших исследований должно быть выяснение закономерностей распространения ассоциаций позвоночных и их приуроченности к определенным фациям.

# ГЛАВА IV. СТРАТИГРАФИЯ

## СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА И КОРРЕЛЯЦИЯ СИЛУРА ЭСТОНИИ

Современная стратиграфическая схема силура Эстонии основывается на схеме Ф. Шмидта, впервые опубликованной более 100 лет назад (Schmidt, 1858). В дальнейшем она неоднократно совершенствовалась многими исследователями, как это показано в обзоре истории исследования и в последующих стратиграфических очерках.

Проведенные данным коллективом авторов работы позволили прийти к новым выводам о стратиграфическом подразделении силурийского разреза Эстонии. В наиболее сжатом виде они изложены в табл. 24 (левая половина).

Изменения, произведенные в стратиграфической схеме, обоснованы в соответствующих разделах данной книги и в специальных статьях (Кальо, Сарв, 1966; Нестор, Кала, 1968; Кальо, Клааманн, Сарв, Вийра, 1968 и др.). Вопрос об отнесении поркуниского горизонта к ордовику был по существу решен уже в 1962 г. и здесь специально не рассматривается.

По характеру новая стратиграфическая схема, как и прежние, является комбинированной, лито-биостратиграфической. Границы горизонтов и более крупных подразделений обоснованы палеонтологически, с учетом литологических данных, а в пределах горизонта выделены литостратиграфические подразделения. В последнем случае принимались во внимание и палеонтологические данные.

Основным подразделением стратиграфической схемы древнего палеозоя Эстонии, в том числе и силура, всегда являлся горизонт. Местные подразделения более высокого ранга (ярусы, серии) в силуре Эстонии по существу не выделялись. Таковыми можно считать только группы слоев Ф. Шмидта (Schichtengruppen G, J, K; Schmidt, 1881). Силурийские горизонты Эстонии на основе корреляции с разрезами Англии и Скандинавии, а также Северной Америки группировались в международные (английские) ярусы. В последнее время стали применять и другую категорию — отдел.

В зависимости от прогресса в палеонтологической характеристике разрезов, с течением времени вносились некоторые изменения и в схему сопоставления конкретных разрезов, однако ярусное деление и границы ярусов оставались устойчивыми. Наиболее значительным изменением в последнее время было включение каугатумаского (s. str.) и охесаареского горизонтов в даунтонский ярус (Кальо, Сарв, 1966; Кальо, Клааманн, Сарв, Вийра, 1968). Такое предложение было сделано в свое

Таблица 24

**Стратиграфическая схема силура Эстонии**

| Схема, использованная в данной работе | | | | Унифицированная схема, принятая на межведомственном совещании в 1962 г.* | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Отдел | Ярус | Подъярус | Горизонт | Горизонт | Подъярус | Ярус | Отдел |
| Верхний | Даунтон | | Охесаареский | Охесаареский | | Лудлов | Верхний |
| | | | Каугатумаский | Каугатумаский | | | |
| | Лудлов | | Курессаареский | | | | |
| | | | Паадлаский | Паадлаский | | | |
| | | | Роотсикюлаский | Каармаский | | | |
| Нижний | Венлок | Верхний | Яагарахуский | Яагарахуский | Верхний | Венлок | Нижний |
| | | Нижний | Яаниский | Яаниский | Нижний | | |
| | Ландовери | Верхний | Адавереский | Адавереский | Верхний | Ландовери | |
| | | Средний | Райккюлаский | Райккюлаский | Средний | | |
| | | Нижний | Юуруский | Тамсалуский | | | |
| | | | | Юуруский | | | |

* Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы 1962 г. Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1965.

время уже А. Луха (Luha, 1933), но его точка зрения не была тогда принята. В результате остальных изменений, касающихся уточнения положения отдельных слоев, пачек и т. д., достигнута бóльшая достоверность и обоснованность корреляций.

Вопросам о возрасте и корреляции Эстонского разреза в последнее время посвящено довольно много специальных работ (Кальо, 1962, 1967, 1968; Кальо, Вингисаар, 1969; Кальо, Клааманн, Сарв, Вийра, 1968; Кальо, Сарв, 1966; Обут, 1960; Kaljo, Viira, 1968; Mark-Kurik, 1969). Попутно они затрагиваются и в других изданиях (Абушик, 1968; Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967; Каратаюте Талимаа, 1968а, б; Никифорова, 1968; Никифорова, Предтеченский, Абушик, 1968; Пашкевичюс, 1963, 1968; Пашкевичюс, Каратаюте-Талимаа, 1968; Цегельнюк, 1969; Gross, 1967, 1968c; Martinsson, 1967; Obruchev, Karatajūtė-Talimaa, 1967 и ряд других). Поэтому в детальном анализе всего имеющегося по этим вопросам материала нет необходимости. Тем более, что они уже рассматривались при характеристике распространения отдельных групп фауны (гл. III). Все эти данные учтены и в настоящем разделе. Остановимся здесь только на части фактов, способствующих установлению возраста отдельных уровней или обоснованию подразделения эстонского разреза

Рис. 52. Распространение стратиграфически важных видов в силуре Эстонии.

Для $G_{1-2}$ — $G_3$ рисунок составлен по материалам скв. Иклс, для H—$K_4$ — по материалам скважины и клифа Охесааре. Точками указаны отдельные находки, сплошной линией — последовательный ряд находок, который может прерываться.

на более мелкие стратиграфические единицы согласно международной или граптолитовой шкале.

Благодаря сравнительно многочисленным находкам граптолитов в нижнесилурийских отложениях Эстонии (см. гл. III), последние уверенно коррелируются с отложениями стратотипического разреза Англии. Распространение основных руководящих видов в эстонских разрезах, показанное на рис. 52, позволяет судить о достоверности приведенной на рис. 53 корреляции.

Нерешенным остается до сих пор наиболее спорный вопрос о существовании в Эстонии перерыва на границе ордовика и силура. Имеющиеся материалы по граптолитам (рис. 52, гл. III; Кальо, 1967; Кальо, Вингисаар, 1969; Нестор, Кала, 1968) позволяют предполагать, что юруский горизонт в большей своей части не моложе зоны *Orthograptus vesiculosus* (об этом свидетельствует и присутствие в нем *Stricklandia lens* forma a). С другой стороны, исходя из регрессивного характера развития бассейна в конце ордовика (см. гл. V; Мянниль, 1966), логично предполагать существование на окраинах бассейна локальных перерывов, как это наблюдается в Латвии и Литве (Пашкевичюс, 1966; Ульст, 1968). Однако конкретных данных об их продолжительности и наличии в Эстонии пока нет.

Некоторые авторы (Twenhofel, 1916) обращали внимание на значительное различие между поркуниской и юруской (по современной схеме — варболаской) фаунулами, якобы также указывающее на перерыв между этими горизонтами. На наш взгляд, этот вывод в целом нельзя считать правильным, ибо он сделан без учета различных фациальных условий образования этих горизонтов, в частности в полосе выходов.

Вторая группа вопросов связана с определением границы между венлоком и лудловом. Эстонские геологи в принципе согласны с предложенным недавно в Англии (Warren, Rickards, Holland, 1966) изменением положения этой границы (рис. 53). Однако в эстонских разрезах на этом уровне граптолиты не обнаружены и поэтому предлагаемое Р. Эйнасто (1968) литологическое сопоставление везикуских слоев с «полосатыми известняками» в скважинах Западной Латвии на уровне распространения *Gothograptus nassa* и *Pristiograptus* ex gr. *vulgaris* (Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967) нельзя считать доказанным. В то же время анализ фаунистического материала, особенно по остракодам, телодонтам и конодонтам, такому сопоставлению не противоречит.

А. Мартинссон выделил недавно (Martinsson, 1967) в разрезе силура о. Готланд ряд ассоциаций остракод, приуроченных к определенным уровням. Этим он значительно детализировал распространение остракод и улучшил возможности использования их в целях корреляции.

Прослеживая распространение остракод в скв. Охесааре (по Сарв, 1968, см. рис. 52), можно установить, что представитель ассоциации *Craspedobolbina sinnarvensis*, обнаруженный в нижней половине слоев Слите, встречен в Эстонии в верхах яаниского горизонта (*C. insulicola*, на глубине 201,5—240,8 м), а выше распространяются представители ассоциации *Leptobolbina quadricuspidata* и *Craspedobolbina cuspidulata*, характеризующие на о. Готланд верхнюю половину слоев Слите. На протяжении нескольких метров обе ассоциации встречаются вместе, а в низах яагарахуского горизонта, в интервале 163,0—201,5 м разреза скв. Охесааре распространены только названные виды и *Beyrichia hellviensis*.

Ассоциация *Craspedobolbina variolata* (из самых верхних слоев Слите) в скв. Охесааре не установлена, и следующим в эстонском раз-

резе (рис. 52) появляется *Beyrichia subornata* из фаунулы так называемых промежуточных слоев (intermediate beds), охватывающих слои Мульде, нижнюю часть слоев Халла и низы слоев Клинтеберг. Остракоды следующих выше по разрезу о. Готланд трех ассоциаций в Эстонии не установлены. Необходимо лишь отметить, что *B. subornata* и телодонты *Thelodus laevis*, *T. schmidti*, *Logania martinssoni*, переходящие в Эстонии из яагарахуского горизонта в роотсикюлаский, на о. Готланд встречаются вместе с ассоциацией *Prisculella garnielloides* и *Calcaribeyrichia duplicalcarata* в верхах слоев Халла. Это указывает на возможность сопоставления нижнероотсикюласких и вархнехаллских слоев. Поскольку в паадласком горизонте в скв. Охесааре начиная с глубины 115 м распространены уже представители среднехемсской ассоциации *Hammariella pulchrivelata* и *Neobeyrichia nutans*, то вполне понятное отсутствие в роотсикюласких доломитах представителей промежуточных верхнеклинтебергских и нижнехемсских ассоциаций остракод может быть также интерпретировано как указание на сопоставимость названных слоев.

Очень похожий состав названных ассоциаций, а еще больше их строгая последовательность убеждают нас в правильности приведенной на рис. 53 корреляции эстонского и готландского разрезов.

Для уточнения рассмотренной корреляции полезно обсудить еще некоторые данные о распространении граптолитов, трилобитов и строматопороидей.

На о. Готланд установлены представители *Monograptus priodon* в слоях Слите в основном на двух уровнях: в слоях с *Craspedobolbina sinnarvensis* и в слоях *Leptobolbina quadricuspidata*, а *Monograptus flemingi* — на уровне *Craspedobolbina variolata* (Hede, 1942; Martinsson, 1967). Принимая во внимание диапазон распространения *M. priodon*, оба названных автора помещают эти слои «не выше зоны *Cyrtograptus ellesae*» (Hede, 1942). Примерно так же поступила Л. Гайлите (1965) с находками *Craspedobolbina sinnarvensis* в Восточной Латвии — она отнесла их на уровень зон *Monograptus flexilis* и *Cyrtograptus perneri*.

Соотношения названных граптолитов и остракодовых ассоциаций в разрезе скв. Охесааре показаны на рис. 52. И. Ю. Пашкевичюсом (1968) для обоснования своего мнения о возрасте яагарахуского горизонта использованы находки *Monograptus* ex gr. *flemingi*. Среди них экземпляров, пригодных для определения до вида, очень мало — всего три. Два из них, найденные в середине яаниского горизонта (см. рис. 52), вероятнее всего, являются *M.* cf. *flemingi primus*, а третий из низов яагарахуского горизонта — *M.* cf. *flemingi flemingi*. Неудовлетворительная сохранность остальных экземпляров не позволяет различать эти подвиды.

Как известно, первый представитель группы *M. flemingi*, подвид *primus*, распространен в зонах от *C. rigidus* до *C. lundgreni* (Elles, Wood, 1914) и поэтому вполне может встречаться вместе с *M. priodon*. Следовательно, присутствие граптолитов не противоречит корреляции верхней части слоев Слите с большей частью яагарахуского горизонта на уровне зон *C. ellesae* и *C. lundgreni* (рис. 53). [В данном случае не следует обращать внимания на соотношения объемов подразделений на корреляционной таблице (рис. 53), так как они обусловлены конструкцией рисунка].

Рассмотренную выше корреляцию разрезов можно обосновать и иначе — исходя из различных соотношений граптолитовых и раковинных ассоциаций в каждом отдельном регионе. Например, если предположить, что ассоциация *C. sinnarvensis* встречается на о. Готланд не на

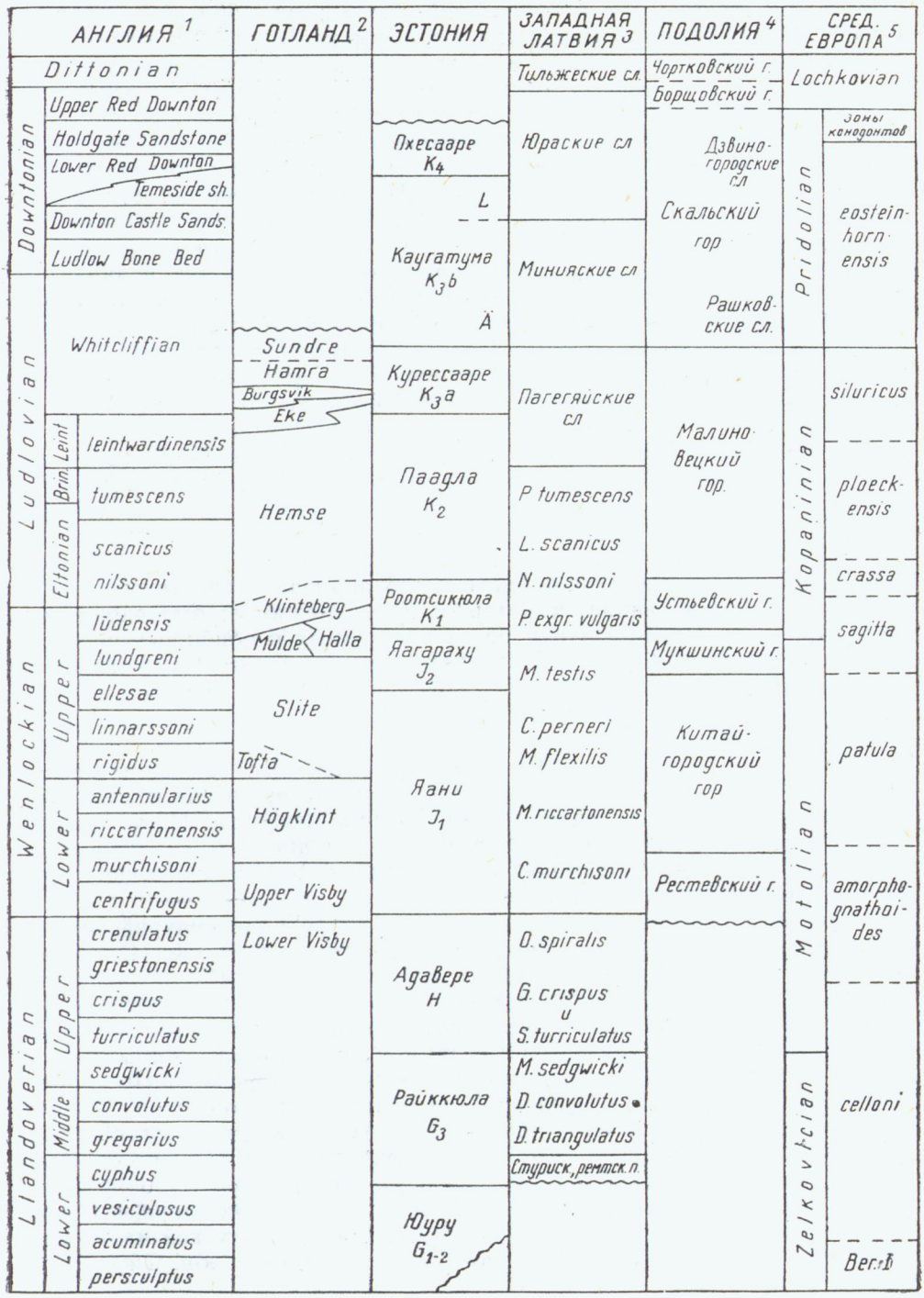



Рис. 53. Корреляционная схема силура Эстонии и некоторых других регионов Европы.

Для составления схемы использованы данные следующих работ: *1* — Toghill, 1968; Rickards, 1969; Holland, Lawson, Walmsley, 1963; Allen & Tarlo, 1963; *2* — Martinsson, 1967; *3* — Ульст, 1968, учитывая и устное сообщение Л. А. Лярской и И. А. Поливко об установлении в Курземе тильжеских слоев; *4* — Никифорова, 1968; Цегельнюк, 1969; *5* — Walliser, 1964 и его письменное сообщение о распространении *Sp. st. eosteinhornensis* в пределах всего пржидольского яруса.

уровне зон *C. rigidus* и *C. linnarsoni* (Martinsson, 1967), а на уровне зон *M. riccartonensis* и *C. rigidus* (на котором *M. priodon* встречается еще в большом количестве), а в скв. Охесааре — на уровне зоны *C. linnarssoni* или выше ее (выше находки *Monograptus* cf. *jaekeli*), то можно также получить вполне логичный результат сопоставления, если знать величину «скольжения» ассоциаций во времени.

Что такая возможность реальна, несмотря на небольшое расстояние между сопоставляемыми разрезами, хорошо показано в отношении строматопороидей К. Мори (Mori, 1968). Он установил, что наиболее характерные строматопороидеи висбюских мергелей (не подразделенные им на нижние и верхние) распространены в Эстонии в яаниском (точнее — в его верхах) и яагарахуском горизонтах, а в слоях Хёгклинт и Гофта встречаются яагарахуские виды. В слоях Слите наряду с яагарахускими строматопороидеями встречается и ряд паадласких.

Такое распространение строматопороидей привело К. Мори к заключению о сопоставимости яаниского горизонта со слоями Висбю и яагарахуского — со слоями Хёгклинт, Тофта и Слите.

В данном случае нет надобности дискутировать с К. Мори по поводу корреляции, проведенной им на основании одних лишь строматопороидей, без учета других данных. Но этот пример наглядно показывает, что отдельные представители фауны могут иметь различный интервал распространения даже в относительно близких разрезах. В этом отношении требуют особенно тщательного анализа представители ассоциаций отмельной фации, к которым принадлежат строматопороидеи. Остракоды, как представители более постоянных и обширных переходной и детритовой фаций менее подвержены воздействию быстрых и кратковременных изменений береговой линии. Но и среди них должна учитываться возможность явлений разновозрастности (см. очерк о роотсикюласком горизонте).

В венлоке выделяется (Rickards. 1969; см. рис. 53) значительное число граптолитовых зон, но мощность большинства из них и, вероятно, продолжительность их существования весьма невелики. Поэтому, нам кажется, что хёгклинтские и яагарахуские находки *Actinodictyon tenue* и др., хотя они и находятся на разных уровнях, по времени существования значительно не различаются.

Многие приведенные здесь выводы по корреляции силурийских отложений основываются на фактическом материале из скв. Охесааре. Результаты, полученные К. Мори и другими авторами (см. очерки по горизонтам), вызывают сомнение в правильности сопоставления отложений с многочисленными строматопороидеями и кораллами в районе выходов венлокских горизонтов с разрезом названной скважины. В этой связи полезно сообщить следующие факты. В интервале разреза скв. Охесааре, отнесенном к венлоку, и в венлокских отложениях района выходов найдено очень мало общих видов. Но те, которые установлены, распространяются именно там, где и предполагалось: *Craspedobolbina insulicola* из обн. Ундва и *Clavofabella juvenca* из обн. Суурику обнаружены в верхней части яаниского горизонта в скв. Охесааре, а *Clavofabella incurvata*, широко распространенный в яагарахуской части разреза скв. Охесааре, установлен как редкая находка в обн. Ойу (Сарв, 1968).

Таково же поведение второго комплекса трилобитов яаниского горизонта — общеизвестные на выходах виды *Encrinurus punctatus* и *Proetus concinnus* встречены в скв. Охесааре только в верхах яаниского горизонта (рис. 52; гл. III).

Телодонты из разреза скв. Охесааре изучены еще недостаточно

детально, но закономерность, установленная по другим скважинам (Кингисепп и Каугатума) и обнажениям (см. гл. III, табл. 23), наблюдается и здесь: *Thelodus laevis*, *T. schmidti* и *Logania martinssoni* появляются в верхах яагарахуского горизонта.

Эти факты показывают достаточно убедительно, что существенного «скольжения» остракодовых ассоциаций во времени в рассматриваемом случае не наблюдается и поэтому корреляцию на их основе можно считать на данном этапе изученности вполне достоверной. Одновременно необходимо подчеркнуть, что проблему «скольжения» еще рано снимать с повестки дня, наоборот, она требует дальнейшей разработки.

Для определения возраста яагарахуского и роотсикюлаского горизонтов важно учесть еще известные находки *Gothograptus nassa* из слоев Мульде (Hede, 1942; Martinsson, 1967) и находки *Saetograptus chimaera*, *Neodiversograptus nilssoni* и др. вместе с ассоциацией *Amphitoxotis curvata* и *Craspedobolbina robusta* из западных районов выхода слоев Хемсе, ниже уровня распространения ассоциации *H. pulchrivelata* и *N. nutans*. Вместе с находками некоторых конодонтов (см. рис. 52 и гл. III) эти данные приводят к выводу о сопоставимости нижней половины роотсикюлаского горизонта с зоной *Pristiograptus ludensis*, а верхней — с основанием зоны *Neodiversograptus nilssoni*.

Таким образом, исходя из уровня современных знаний, наиболее правильно было бы проводить границу венлока с лудловом внутри роотсикюлаского горизонта, по подошве везикуских слоев. Такая граница отмечала бы максимум регрессии, совпадающий по времени с интенсивным накоплением лагунных отложений (Эйнасто, 1968). Однако неудобство такого положения границы внутри горизонта очевидно, не говоря уже о возникающих в связи с этим вопросах стратиграфического и историко-геологического порядка, например об адекватности стратиграфии и истории развития бассейна. Во избежание этого с целью сохранения многолетней традиции проведения границы в стратиграфической схеме роотсикюлаский горизонт условно отнесен целиком к лудлову (табл. 24). Вместе с тем следует отметить, что вопрос о проведении этой границы нельзя считать окончательно решенным.

Возраст паадлаского горизонта, благодаря хорошей корреляции со слоями Хемсе Готланда, не вызывает особых разногласий (Кальо, Сарв, 1966; Martinsson, 1967; Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967; Абушик, 1968). К сожалению, верхнехемсские, экские и следующие за ними вверх по разрезу ассоциации остракод (Martinsson, 1967) не выявляются в эстонском разрезе так четко, как предшествующие. Представители ассоциаций *Neobeyrichia scissa*, *N. lauensis* и *Hoburgiella tenerrima* встречаются здесь разбросанно на разных уровнях. Например, *Gannibeyrichia gannensis* распространяется совместно с *Neobeyrichia nutans*, а *Sleia equestris* — вместе с *Frostiella groenwalliana*. Видимо, как указывал и сам А. Мартинссон, эти ассоциации больше других были связаны со специфическими условиями или занимали очень узкие уровни, не всегда устанавливаемые в кернах скважин.

Распространение *Hemsiella loensis* (рис. 52, гл. III), можно, вероятно, интерпретировать как указание на соответствие курессааского горизонта уровню ассоциации *Juviella juvensis* на о. Готланд (слои Хамра, Сундре). В курессааском горизонте встречается и сам номинальный вид ассоциации, но он, как и *Retisacculus semicolonatus*, распространяется также и выше.

Для определения положения в разрезе названных слоев важное значение имеет и появление в каугатумаском горизонте ассоциации *Frostiella groenwalliana*, отсутствующей в коренном разрезе о. Готланд.

Попутно отметим, что в эстонском разрезе *Hemsiella maccoyiana* не имеет самостоятельного биостратиграфического значения, встречаясь вначале совместно с *F. groenwalliana*, а позже — с *Nodibeyrichia tuberculata* и др. Вместе с ним распространяется и *Macrypsilon salterianum* (Сарв, 1968; гл. III).

По новейшей работе Р. Шоу (Shaw, 1969), из прибалтийских видов в Витклиффе встречаются *Hemsiella maccoyiana*, в песчанике Даунтонского замка — *Frostiella groenwalliana*, но в районе Лонг Маунтин, где нет лудловского костеносного слоя, на границе на том же уровне в более песчанистых отложениях, чем в Витклиффе, распространяется переходная ассоциация остракод с *H. maccoyiana*, *Macrypsilon salterianum* и с другими местными формами. Выше по разрезу, в настоящих песчаниках Даунтонского замка, и в Лонг Маунтин появляется среди других *F. groenwalliana*. Несколько видов остракод установлено также в тимсайдских сланцах.

Присутствие *M. salterianum* в переходных слоях на границе лудлова и даунтона и распространение *H. maccoyiana* ниже этого уровня заставляют предполагать, что интервалу эстонского разреза, в котором вместе встречаются три вышеназванных вида, в английском разрезе соответствует не только песчаник Даунтонского замка с *F. groewalliana*, но и частично нижележащие слои Витклиффа с *H. maccoyiana*.

Следовательно, и граница лудлова с даунтоном (подошва лудловского костеносного слоя) в Эстонии не совпадает с границами исторически сложившихся стратиграфических подразделений (горизонтов), а проходит где-то внутри эйгуских слоев каугатумаского горизонта. На основе корреляции эстонского разреза с готландским и через него со стратотипическим можно утверждать, что верхи паадлаского горизонта находятся, вероятно, на уровне зоны *S. leintwardinensis*, а курессааре-ский горизонт — на уровне нижнего Витклиффа.

Каугатумаский комплекс остракод, в частности *Hemsiella margaritae, Amygdalella nasuta, Macrypsilon salterianum, Neobeyrichia buchiana* и др., позволяет уверенно коррелировать названный горизонт с миниясскими слоями Латвии и Литвы (см. также Ульст, 1968; Пашкевичюс, 1968), несмотря на несколько различную трактовку нижней границы этих слоев. С этой границей связаны находки двух важных граптолитов: *Monograptus formosus* во Владимировской скважине в верхах пагегяйских слоев (Пашкевичюс, 1968) и «сходный с *M. formosus*» граптолит в низах миниясских слоев в скв. Эзере (Ульст, 1968). *Pristiograptus ultimus* найден совместно с раковинной фауной в скв. Павилоста также в низах миниясских слоев (Пашкевичюс, 1968). Отсутствие во Владимировском разрезе представителей других групп фауны, датирующих вмещающие отложения как пагегяйские, заставляет усомниться в возможности этой корреляции. В скв. Леборк (Польша) *M.* ex gr. *formosus* и *P. ultimus* (Witvicka, 1967) частично встречаются совместно и на этом же уровне появляются *Hemsiella* cf. *maccoyiana*, *Neobeyrichia buchiana* и др. Польские, а также латвийские материалы (см. выше) показывают, что, вероятно, правильнее было бы считать, что названные граптолиты распространены на одном стратиграфическом уровне — в основании пржидольского яруса. Это больше соответствовало бы стратотипу последнего, где оба названных граптолита входят в состав ассоциации зоны *P. ultimus* (Přibyl, Vanek, 1968).

Данные по конодонтам (см. гл. III, табл. 21 и рис. 52) несколько дополняют сказанное о возрасте позднесилурийских отложений Эстонии, поднимая одновременно и ряд новых вопросов.

Приведем еще один комментарий к сопоставлению слоев Хамра и

Сундре с эстонским разрезом. Л. Форауз (Fåraeus, 1967) правильно уточнил нас (Кальо, Сарв, 1966), поместив названные слои выше зоны *S. leintwardinensis* английского разреза. Что касается каугатумаского горизонта, то вряд ли можно поднять эти слои выше его низов, так как там появляются ассоциации *Frostiella groenwalliana* (см. выше) и *Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis*, не установленные на о. Готланд. Корреляция с английским разрезом будет зависеть от установления нижнего предела распространения *S. s. eosteinhornensis* в Витклиффе.

Недавно Л. Еппссон (Jeppsson, 1969) на основании готландского и сконенского материала объединил 17 одноэлементных конодонтов в 3 многоэлементных вида. Им выделены: 1) *Ligonodina elegans* (содержит и *Lonchodina detorta*, *Neoprioniodus bicurvatus*, *Ozarkodina ortuformis*), распространенный в слоях Эвед-Рамсоза и в зоне *eosteinhornensis* s. lato (рис. 53); 2) *Hindeodella excavata* (*H. equidentata*, *Ozarkodina media* и др.) в слоях от Сундре до Хемсе включительно и, вероятно, ниже и, наконец, 3) *Hindeodella confluens* (*Spathognathodus primus*, *Plectospathodus flexuosus*, *Ozarkodina typica* и др.), который на о. Готланд встречается почти во всем разрезе выше верхневисбюских слоев.

Приведенные данные Л. Еппссона заставляют трактовать некоторые находки конодонтов из нашего разреза несколько иначе, чем до сих пор. Так, на основании их нас не должно удивлять «раннее» появление *Spathognathodus primus* и *Ozarkodina typica*. Необходимо иметь также в виду, что конодонты, составляющие многоэлементный вид *H. excavata*, в настоящее время еще не дают достаточно четкой информации.

Серьезного внимания заслуживает вид *Ligonodina elegans*, по всей вероятности, датирующий нижнюю границу пржидольского яруса. Ортодоксальный подход к находке *Ozarkodina ortuformis* и др. (см. табл. 21) заставляет отнести курессаареский горизонт к пржидольскому ярусу, т. е. на уровень зоны *P. ultimus* или еще выше. Такой вывод неприемлем, так как не согласуется с фаунистической характеристикой миниясских слоев Литвы, в низах которых найден названный граптолит (Пашкевичюс, 1968). Вероятно, требует уточнения и вопрос о распространении *Ligonodina elegans*.

Из остальных одноэлементных конодонтов, установленных в разрезе скв. Охесааре (рис. 52; табл. 21), заслуживают большего внимания два: *Spathognathodus* cf. *snajdri* из курессаареского горизонта, указывающий на уровень зоны *P. siluricus* или граптолитовой зоны *Saetograptus fritschi linearis*, и *Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis*, позволяющий коррелировать каугатумаский (по меньшей мере лыоские слои) и охесаареский горизонты с пржидольским ярусом между граптолитовыми зонами *P. ultimus* и *M. angustidens*. Эти данные хорошо согласуются с результатами корреляции по остракодам и другим группам фауны.

Необходимо еще прокомментировать вопрос о верхнем пределе охесаареского горизонта. Как известно, Л. Форауз на основе находок *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* и других отнес по меньшей мере часть охесаареского горизонта к жедину (Ludlow Research Group, Bulletin, No. 15, 1968; см. Kaljo, Viira, 1968). Указанный вид был установлен и О. Валлизером (письменное сообщение) в материале из бейрихиевого известняка, причем он встречался чаще, чем обычно при наличии переходных подвидов. Все это показывает, что охесаареский горизонт залегает в разрезе силура очень высоко, в непосредствен-

ной близости от нижней границы жедина. Но вряд ли его можно считать аналогом жедина. Кроме отсутствия типичного жединского *Icriodus woschmidti* этому противоречит и весь комплекс раковинной фауны охесаареского горизонта, теснейшим образом связанный с предшествующими силурийскими фаунами. Одновременно нельзя оставить без внимания факт появления элементов более молодой фауны, особенно среди мшанок, моллюсков и остракод (см. гл. III).

В настоящее время детальное изучение распространения фоссилий в разрезе клифа Охесааре еще не закончено и поэтому нельзя точно указать, какие изменения происходят там в составе фаунулы. Учитывая данные Л. Гайлите по скв. Пилтене, где выше зоны *Nodibeyrichia tuberculata* установлена зона *N. jurassica* (Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967), вероятно, и в охесаареском горизонте эту зону следует выделять по наличию *N. jurassica* и *Kloedenia leptosoma*, тогда как *Nodibeyrichia tuberculata* до сих пор установлен только в нижней части клифа Охесааре.

Некоторые новые аспекты выявляются при анализе возраста охесаареского горизонта в свете распространения бесчелюстных и рыб. Как известно, юраские слои в Курземе (устное сообщение Л. А. Лярской и И. А. Поливко) и в Литве покрываются тильжескими слоями раннедиттонского возраста (Каратаюте-Талимаа, 1962, 1964). В нижележащих слоях В. Н. Каратаюте-Талимаа (1968а, б) выделила следующие ассоциации (зоны) бесчелюстных и рыб (видовой состав см. в гл. III): в низах минияских слоев — зону *Thelodus parvidens*, в нижней и средней части юраских слоев — зону акантодов и анаспид, сопоставляемую с выделенной Л. Гайлите (1966) зоной остракод *Nodibeyrichia tuberculata* (Пашкевичюс, Каратаюте-Талимаа, 1968); в верхах юраских слоев — нижнюю зону, условно выделяемую как зону *Logania kummerovi* (соответствует зоне *Nodibeyrichia jurassica* по остракодам) и верхнюю — зону *Katoporus* cf. *tricavus*.

В последней * из серии работ на эту тему В. Н. Каратаюте-Талимаа (1968а, б; Obruchev, Karatajūtė-Talimaa, 1967; Обручев, Каратаюте-Талимаа, 1968; Пашкевичюс, Каратаюте-Талимаа, 1968) писала, что охесаареский горизонт соответствует не только юраским, но и части минияских слоев. В той же работе (1968б), в таблице, охесаареский горизонт полностью сопоставлен с минияскими слоями.

Изученность позвоночных силура Прибалтики не достигла еще достаточной полноты и поэтому каждый новый факт значительно меняет картину распространения, а также соответствующие биостратиграфические выводы. Например, в настоящее время, судя по результатам последних еще не законченных исследований Э. Ю. Марк-Курик и Т. Ноппель (гл. III; Mark-Kurik, Noppel, 1970), нельзя согласиться с выводом В. Н. Каратаюте-Талимаа (1968б) о резком отличии лудловской ихтиофауны от даунтонской, поскольку *Katoporus* и *Strosipherus*, а также *Thelodus parvidens* и др. встречаются уже в лудлове. На основании данных табл. 23, приведенной в этой книге, можно даже прийти к весьма пессимистическому выводу относительно стратиграфической ценности бесчелюстных. Однако такой вывод был бы поспешным и можно надеяться, что дальнейшее их исследование даст в ближайшем будущем интересные результаты.

Поскольку И. Ю. Пашкевичюс и В. Н. Каратаюте-Талимаа (1968) связывают зоны бесчелюстных и остракод (см. выше), то несмотря на некоторые различия в составе комплексов, можно провести следующее сопоставление: зона *T. parvidens* (низы минияских слоев) соответствует

---

* По выходным данным.

эйгуским слоям каугатумаского горизонта; зона акантодов и анаспид — лыоским слоям того же горизонта и низам охесаареского; зона *L. kummerovi* — вышележащей части охесаареского горизонта. Аналоги зоны *K. tricavus* в Эстонии пока не установлены. Различия комплексов следующие: в эйгуских слоях не установлены *Goniporus alatus*, *Poracanthodus punctatus*, а в охесаареском горизонте — *Logania kummerovi* (крайне редкий и в юрасских слоях: до сих пор найдено всего 2 экз.). Сравнение комплексов зон *T. parvidens*, *K. tricavus* и промежуточных зон говорит о том, что различия между этими комплексами сводятся в принципе только к присутствию или отсутствию трех номинальных видов зон. Опыт изучения распространения агнат в эстонском разрезе указывает на недостаточность этих различий. Но важен другой вывод, вытекающий из сказанного: комплекс позвоночных даунтонских отложений Прибалтики является по существу единым, так как в верхах юрасских слоев принципиально новые элементы не появляются *. Вышележащий тильжеский горизонт, подобно чортковскому горизонту Подолии, содержит уже диттонские формы (Обручев, Каратаюте-Талимаа, 1968).

В. Ю. Саладжюс (устное сообщение) определил из юрасских слоев среди других видов *Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis* и *S. canadensis* (= *S. s. remscheidensis* sensu Walliser). Эти виды отмечались О. Валлизером и из образцов бейрихиевого известняка (Walliser, 1964 и письменное сообщение), а Д. М. Дрыгантом (1969) — из верхов скальского горизонта.

Таким образом, если не учитывать возможно недостаточно полную характеристику верхов юрасских слоев, то, опираясь на позвоночных и конодонтов, можно прийти к разным выводам. Если исходить из синхронности тильжеского и чортковского горизонтов и непрерывности разреза, то часть юрасских слоев и, возможно, охесаареского горизонта должны бы быть аналогами жединского борщовского горизонта. По конодонтам и др. группам фауны более обоснованной является корреляция этих слоев с дожединской верхней частью скальского горизонта. Поскольку *S. canadensis* установлен (Дрыгант, 1969) и ниже зоны *M. uniformis* и в фаунуле прибалтийского даунтона ниже подошвы тильжеского горизонта существенных изменений не происходит (или не установлено), то в настоящей работе принята вторая точка зрения.

Вопросы, касающиеся границы силура и девона, здесь не затрагиваются. Состояние проблемы в целом хорошо отражено в ряде обобщающих работ (Jaeger, 1965; Соколов, Поленова, 1968 и др.) и особенно в сборнике рефератов III Международного симпозиума по границе силура и девона, состоявшегося в 1968 г. в Ленинграде. Высказанное ранее на основании эстонского материала мнение (Кальо, 1968; Кальо, Клааманн, Сарв, Вийра, 1968) остается неизмененным.

При корреляции (рис. 53) с разрезом силура Подолии учтены в первую очередь данные А. Ф. Абушик (1968) по остракодам, В. Д. Цегельнюка (1969) по брахиоподам и граптолитам, Д. М. Дрыганта (1967, 1969) и Т. В. Машковой (1968) по конодонтам, а также многих других авторов.

В общем в корреляции силурийских отложений запада и северо-запада Русской платформы можно отметить значительный прогресс,

---

* По устному сообщению Л. А. Лярской и И. А. Поливко, в разрезе скв. Колка в Курземе представители этого единого комплекса позвоночных (*Strosipherus indentatus*, *Tolypelepis undulata*, *Logania cuneata* и *Nostolepis striata* — определения В. Н. Каратаюте-Талимаа) установлены непосредственно ниже тильжеского горизонта с *Traquairaspis*, *Tesseraspis* и др.

сближение взглядов, тогда как нерешенными остаются только некоторые, можно сказать, частные, хотя и важные вопросы. Для решения их следует предпринять поиски нового фактического материала путем более детального изучения разрезов.

## ОЧЕРКИ ПО СТРАТИГРАФИИ ГОРИЗОНТОВ

### ЮРУРСКИЙ ГОРИЗОНТ

= Jördensche Schicht mit Borealis-Bank (Schicht 4) + Zwischenzone (Schicht 5), низы — Fr. Schmidt, 1858;
= Jördensche Stufe ($G_1$) + Pentamerus-Stufe ($G_2$) + Raikküllsche Stufe ($G_3$), низы — Fr. Schmidt, 1891;
= Juuru lade + Borealise lade + Raikküla lade, низы — Bekker, 1922;
= Juuru lade + Tamsalu lade + Raikküla lade, низы — Öpik, Laasi, 1938;
= слои юуру + слои тамсалу + слои райккюла, низы — Соколов, 1951;
= юруский горизонт + тамсалуский горизонт + райккюлаский горизонт, низы — Аалоэ, 1958;
= юруский горизонт — Нестор, Кала, 1968.

Юруский горизонт — самый нижний горизонт силура Эстонии включает раннелландоверийские отложения, в основном более древние, чем зона *Pristiograptus cyphus*. Он представлен главным образом органогенными, в различной степени глинистыми карбонатными отложениями (мощностью 20—65 м) единого седиментационного цикла в регрессивной последовательности, начинающегося более глубоководными комковатыми глинистыми известняками и мергелями, и заканчивающегося в Северной Эстонии мелководными биогермными и обломочно-детритовыми известняками. Для горизонта характерны многочисленные пентамериды, причем ассоциации *Pentamerus borealis*, *Stricklandia lens* и *Clorinda undata*, как по площади, так и по разрезу сменяют друг друга. Нижняя граница горизонта проводится по подошве маломощной пачки скрытокристаллических известняков (койгиская пачка) в основании однородной толщи комковатых глинистых известняков и мергелей со *Stricklandia lens*, *Zygospiraella duboisi* и др., покрывающей различные мелководные отложения поркунискогo горизонта. Верхняя граница горизонта проводится по подошвам вингутаской, стуриской или мергелевой пачек райккюлаского горизонта с остатками дендроидей и граптолитов (*Leveillites* sp., *Pribylograptus atavus* и др.). Литологически и палеонтологически юруский горизонт подразделяется на три свиты: ыхнескую, варболаскую и тамсалускую, замещающие друг друга как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении.

**Объем и границы.** Юруский горизонт как стратиграфическое подразделение был выделен Ф. Шмидтом (Schmidt, 1858) в объеме, близком к принятому в настоящей работе. Он отметил четкую обособленность ракушняковой банки с *Pentamerus borealis*, но, считая ее все же лишь фациальной разновидностью типичных юруских глинистых известняков и мергелей, объединил их вместе в слой 4. В 1891 г. Шмидт, однако, выделил бореалисовую банку и ее возрастные аналоги — коралловые известняки в Западной Эстонии — в самостоятельный пентамеровый горизонт, залегающий над юруским горизонтом. Из более поздних исследователей первой концепции придерживались В. Твенхофель (Twenhofel, 1916) и Х. Скупин (Scupin, 1928), но большинство исследователей (Bekker, 1922; Teichert, 1928; Rosenstein, 1938, 1940b; Öpik, Laasi, 1938; Соколов, 1951; Аалоэ, 1958, 1960 и др.) принимали юруские и бореалисовые слои (последние переименованы Эпиком и Лаази по географическому названию в тамсалуские) за равноценные горизонты. В ряде последних работ (Аалоэ, Кальо, 1962; Кала, Менс, Ундрите, 1962; Каяк, 1962; В. и Н. Кырвел, 1967) отмечалось, что в Южной Эстонии юруские и тамсалуские слои литологически и палеонтологически неразличимы. Л. Сарв (1962), Э. Клааманн (1962б), Х. Нестор (1964), Д. Кальо и Х. Нестор (1966) подчеркивали фаунистическое единство юруского, тамсалуского и нижней части райккюлаского гори-

зонта и в области выходов, объясняя имеющиеся различия главным образом различиями в фациальной обстановке. Исходя из этого, Х. Нестор и Э. Кала (1968) возвратились к первоначальной точке зрения Ф. Шмидта и рассматривали известняки с *Pentamerus borealis* в качестве литостратиграфического подразделения (тамсалуская свита) юруского горизонта, развитого только в Северной Эстонии. Одновременно названные авторы несколько расширили объем юруского горизонта, включив в него койгискую и каринускую пачки, ранее отнесенные соответственно к поркунискому и райккюласкому горизонтам. Такого взгляда придерживаются и авторы настоящей работы на том основании, что характерные для юруского горизонта виды (*Stricklandia lens, Zygospiraella duboisi, Fardenia pecten, Spirigerina porkuniana, Clathrodictyon boreale, Ecclimadictyon microvesiculosum, Acidolites lateseptatus, Palaeofavosites paulus, P. forbesiformis* и др.) встречаются в периферии бореалисовой банки вместе с *Pentamerus borealis* (напр., в скв. Орьяку, Пярну, Сулуствере) и, кроме того, в несколько обедненном составе почти всюду в покрывающих бореалисовую банку каринуских слоях.

Из койгиской пачки А. Рыымусоксом*, Х. Нестором и Э. Кала (1968) определены следующие виды: *Spirigerina porkuniana, Oniella* ? sp., *Proetus* sp., *Catenipora* cf. *gotlandica, Clathrodictyon boreale*, позволяющие отнести койгискую пачку к юрускому горизонту. Таким образом, нижняя граница юруского горизонта проводится по подошве койгиской пачки, а при ее отсутствии — по подошве комковатых глинистых известняков и мергелей варболаской и ыхнеской свит (см. рис. 55). В самых южных районах Эстонии (скв. Икла, Абья, Хольдре и др.) низы юруского горизонта составляет пачка красноцветных мергелей и глинистых известняков. Нижняя граница горизонта почти на всей территории выражена поверхностью перерыва.

Верхняя граница горизонта в районе выходов раньше проводилась по кровле бореалисовой банки (= таммикуская пачка по Аалоэ, 1958). По предложению Х. Нестора и Э. Кала (1968) в юруский горизонт включается еще и вышележащая каринуская пачка, соответствующая I «подгоризонту» райккюлаского горизонта Э. Розенштейн (Rosenstein, 1940a) или, частично, пускуской пачке Э. Юргенсон (1966). Эта пачка, сложенная детритовыми, обломочными и строматопоровыми известняками и вторичными доломитами, тесно связана с юруским горизонтом. Выше указывалось, что в ней найдены все наиболее характерные юруские виды.

В каринуских слоях широко распространен детрит толстостенных пентамерид (по всей вероятности, *Pentamerus borealis* и *Stricklandia lens*) и криноидей, характерный для юруского горизонта, но очень редкий в райккюласком горизонте. Кроме того, в этих слоях значительно выше кровли бореалисовой банки были найдены единичные створки *Pentamerus borealis* (скв. Эйамаа, глубина 44,0 м; скв. Кумма, глубина 29,3 м; скв. Пяйнурме, глубина 52,5 м; скв. Пуску-2, глубина 6,45 м).

К сказанному можно добавить, что в районе Кяру—Кеава—Рапла каринуские слои латерально замещаются криноидными и биогермными кораллово-строматопоровыми известняками. Последние залегают здесь над пентамеровыми известняками и коррелируются по содержанию в биогермах *Mesofavosites similis, Palaeofavosites paulus, Pf. dagoensis, Pf. balticus, Mesofavosites kiltsiensis* и *Pf. forbesiformis* (скв. Кяру, инт. 48,0—59,8) и по литологическому облику с хиллистескими биогермными

* А. Рыымусокс. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии. Докторская диссертация. Кафедра геол. Тартуского гос. ун-та. Тарту, 1967.

и криноидными известняками, составляющими верхи юруского горизонта (sensu lato) в Западной Эстонии.

В Южной Эстонии верхи юруского горизонта состоят из комковатых глинистых известняков и мергелей ыхнеской свиты, содержащих в наиболее южных разрезах (Икла, Хольдре, Абья) граптолиты из низов зоны *Pristiograptus cyphus* (Кальо, Вингисаар, 1969). Они покрываются толщей микро- и скрытокристаллических известняков райккюлаского горизонта с граптолитами зоны *Pristiograptus cyphus* (Кальо, 1967). В более северных районах между райккюласкими скрытокристаллическими известняками и каринуской или хиллистеской пачками юруского горизонта вклинивается небольшая пачка однородных мергелей или глинистых известняков. В Эстонской структурно-фациальной зоне граница обычно маркируется хорошо выраженной поверхностью перерыва. С этой границей связано изменение в составе детрита — вместо детрита пентамерид и иглокожих, характерных для юруского горизонта, в низах райккюлаского горизонта появляется детрит граптолитов и дендроидей, приуроченный к прослойкам мергелей.

**Распределение и мощность.** Юруский горизонт распространяется на большей части территории Эстонии, за исключением самых северных, восточных и юго-восточных районов (рис. 54). Выход горизонта

Таблица 25

**Основные обнажения юруского горизонта**

| Номер обнажения на рис. 54 | Обнажение | Пачки и свиты | Мощность разреза, м | Тип обнажения |
|---|---|---|---|---|
| 1 | Калласто | Хиллистеская пч. | 4,0 | Береговой уступ |
| 2 | Вахтрепа | Варболаская св. | — | Альвар |
| 3 | Хиллисте | Хиллистеская пч. | 2,2 | Каменоломня |
| 4 | Сарве | „ „ | 2,0 | Берег моря, каменоломня |
| 5 | Пуллапя | „ „ | 1,5 | Береговой уступ |
| 6 | Рохукюла | „ „ | 1,6 | Каменоломня |
| 7 | Эйглакюла | „ „ | 1,2 | „ |
| 8 | Кильтси | „ „ | 1,5 | „ |
| 9 | Киримяги | Таммикуская и каринуская пч. | 1,5 | „ |
| 10 | Выннy | Таммикуская пч. | 1.8 | „ |
| 11 | Ристи | Таммикуская и каринуская пч. | — | Канава |
| 12 | Рыума | Таммикуская и каринуская пч. | 1,0 | Канава, каменоломня |
| 13 | Кохату | Каринуская пч. | 0,6 | Каменоломня |
| 14 | Варбола | Варболаская св. и таммикуская пч. | 6,0 | Колодец |
| 15 | Оэла * | Варболаская св. | — | Закопушки |
| 16 | Охукотсу | Каринуская пч. | 0,8 | Каменоломня |
| 17 | Хагуди | Таммикуская пч. | 2,0 | Каменоломня |
| 18 | Хяргкюла * | Варболаская св. | — | Канава |
| 19 | Юуру | Варболаская св. и таммикуская пч. | 2,3 | Каменоломня |
| 20 | Куйметса | Варболаская св. | 0,9 | „ |
| 21 | Валасти | Каринуская пч. | 1,0 | Колодец |
| 22 | Таммику | Таммикуская пч. | 4,0 | Каменоломня |
| 23 | Койги* | Варболаская св. | — | Канава, закопушки |
| 24 | Карину | Таммикуская и каринуская пч. | 3,2 | Каменоломня |
| 25 | Тамсалу | Таммикуская пч. | 10,2 | Карьер |
| 26 | Вистла * | Варболаская пч. | — | Канава |
| 27 | Камарику | Таммикуская пч. | 3.1 | Карьер |

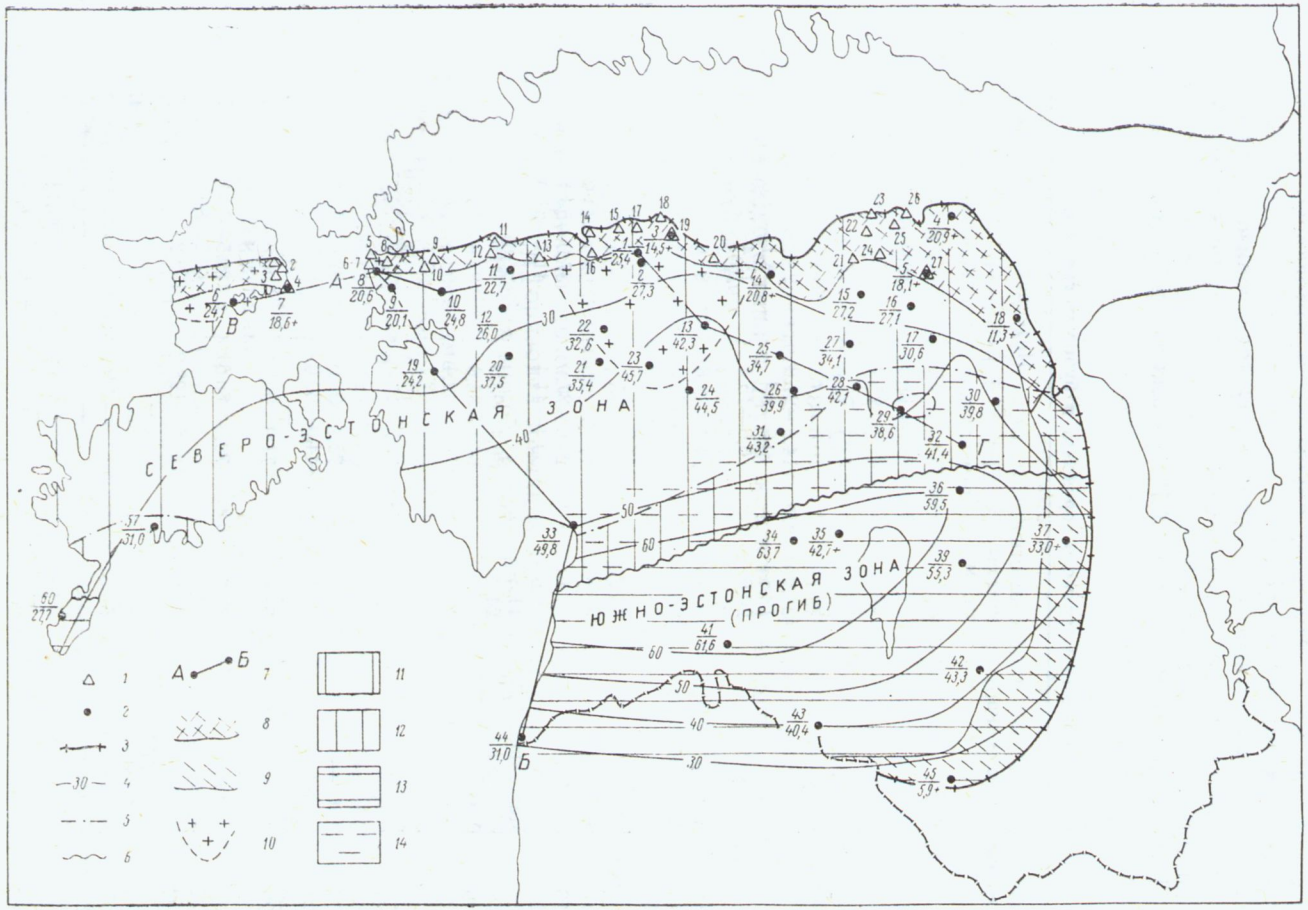



Рис. 54. Схематическая карта выходов, обнажений, буровых скважин и мощностей юуруского горизонта.

*1* — обнажения (см. табл. 25); *2* — буровые скважины, слева в знаменателе — номер скважины (см. рис. 2 и табл. 26), в числителе — мощность горизонта; *3* — контур распространения отложений; *4* — изопахиты отложений горизонта; *5* — граница максимального распространения *Pentamerus borealis*; *6* — граница максимального распространения фауны североэстонского типа; *7* — геологические профили; *8* — выход горизонта под четвертичными отложениями; *9* — то же под среднедевонскими отложениями; *10* — распространение хиллистеской пачки; *11* — выход тамсалуской свиты со снятым покровом послеюуруских отложений; *12* — выход варболаской свиты; *13* — выход ыхнеской свиты; *14* — распространение ыхнеской свиты под другими свитами горизонта.

протягивается в виде непрерывной полосы широтного направления (шириной 5—20 км) от западного берега о. Хийумаа, через п-ов Ридала, Ристи, Хагуди, Куйметса и центральную часть Пандивереской возвышенности до Лаэквере, затем на восточном склоне Пандивереской возвышенности поворачивает на юго-восток, где, не доходя до озера Пейпси, в районе г. Муствээ, покрывается несогласно залегающими среднедевонскими отложениями.

Наиболее известные обнажения юруского горизонта приведены в табл. 25 (звездочкой отмечены обнажения, в настоящее время не существующие) и на карте (рис. 54).

На территории Эстонской ССР юруский горизонт вскрыт на пол-

Таблица 26

**Мощность юруского горизонта в буровых скважинах**

| Номер скважины на рис. 54 | Скважина | Мощность горизонта, м | Интервал залегания свит, м | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | тамсалуской | варболаской | ыхнеской |
| 1 | Рапла | 25,4 | 5,7—18,0 | 18,0—31,1 | — |
| 2 | Кумма | 27,3 | 24,0—37,6 | 37,6—51,3 | — |
| 3 | Юуру | 14,5+ | <0,4—2,9 | 2,9—14,9 | — |
| 4 | Пандивере | 20,9+ | <3,2—10,0 | 10,0—24,1 | — |
| 5 | Камарику | 18,1+ | 0,0—3,0 | 3,0—18,1 | — |
| 6 | Орьяку | 24,1 | 14,5—27,3 | 27,3—38,6 | — |
| 7 | Сарве | 18,6+ | 0,0—8,1 | 8,1—18,6 | — |
| 8 | Пуску-2 | 20,6 | 6,6—15,4 | 15,4—27,2 | — |
| 9 | Азукюла | 20,1 | 17,1—26,2 | 26,2—37,2 | — |
| 10 | Мартна | 24,8 | 24,7—33,6 | 33,6—49,5 | — |
| 11 | Ристи-Майдла | 22,7 | 9,5—22,0 | 22,0—32,2 | — |
| 12 | Силла | 26,0 | 29,0—41,5 | 41,5—55,0 | — |
| 13 | Кяру | 42,3 | 48,0—72,6 | 72,6—90,3 | — |
| 14 | Линтси | 20,8+ | <12,6—20,4 | 20,4—33,4 | — |
| 15 | Вао | 27,2 | 17,7—29,9 | 29.9—44,9 | — |
| 16 | Пийбе | 27,1 | 25,6—37,0 | 37,0—53,1 | — |
| 17 | Кярде | 30,6 | 30,4—41,4 | 41,4—61,0 | — |
| 18 | Метсакюла | 11,3+ | — | <21,0—32,3 | — |
| 19 | Кирикукюла | 24,2 | 86,4—93,6 | 93,6—110,6 | — |
| 20 | Румба | 37,5 | 67,1—85,6 | 85,6—104,6 | — |
| 21 | Нурме | 35,4 | 76,3—92,4 | 92,4—111,7 | — |
| 22 | Валгу | 32,6 | 51,6—67,7 | 67,7—84,2 | — |
| 23 | Кынну | 45,7 | 97,5—123,4 | 123,4—143,2 | — |
| 24 | Рыуза | 44,5 | 85,0—106,0 | 106,0—129,5 | — |
| 25 | Эйамаа | 34,7 | 39,8—54,7 | 54,7—74,5 | — |
| 26 | Кабала | 39,9 | 72,7—92,0 | 92,0—112,6 | — |
| 27 | Пяйнурме | 34,1 | 44,0—60,0 | 60,6—78,1 | — |
| 28 | Пуйату | 42,1 | — | 56,3—87,4 | 87,4—98,4 |
| 29 | Сулуствере | 38,6 | 71,9—90,6 | 90,6—107,4 | 107,4—110,5 |
| 30 | Паламузе | 39,8 | — | 67,8—98,2 | 98,2—107,6 |
| 31 | Выхма | 43,2 | 70,8—89,5 | 89,5—110,8 | 110,8—114,0 |
| 32 | Курси | 41,4 | — | 65,7—86,9 | 86,9—107,1 |
| 33 | Пярну | 49,8 | 189,6—198,2 | 198,2—207,4 | 207,4—239,4 |
| 34 | Вильянди | 63,7 | — | — | 211,6—275,3 |
| 35 | Сурвакюла | 42,7+ | — | — | 157,3—200,0 |
| 36 | Лаэва | 59,5 | — | — | 95,2—154,7 |
| 37 | Каагвере | 33,0+ | — | — | <155,0—188,3 |
| 39 | Кариярве | 55,3 | — | — | 201,5—256,8 |
| 41 | Абья | 61,6 | — | — | 301,8—363,4 |
| 42 | Отепя | 43,3 | — | — | 329,3—372,6 |
| 43 | Хольдре | 40,4 | — | — | 389,0—429,4 |
| 44 | Икла | 31,0 | — | — | 494,0—525,0 |
| 45 | Карула | 5,9+ | — | — | <310,0—315,9 |
| 47 | Кингисепп | 31,0 | — | 261,9—292,9 | — |
| 60 | Охесааре | 27,7 | — | — | 410,0—437,7 |

ную мощность более чем 50 буровыми скважинами. Данные по наиболее известным скважинам приведены в табл. 26.

Наблюдается закономерное увеличение мощности горизонта в южном и юго-восточном направлениях, от 20,1 м в скв. Азукюла на п-ове Ридала до 63,7 м в скв. Вильянди (рис. 54). У южной границы Эстонской ССР (скв. Хольдре и Икла) снова происходит резкое сокращение мощности юруских отложений, и на большей части территории Средней Прибалтики аналоги горизонта отсутствуют (см. Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967).

Такое распределение мощностей обусловлено сравнительно интенсивными тектоническими движениями на южной окраине склона Балтийского щита, где в лландовери формировался Южно-Эстонский прогиб.

В Северной Эстонии общей закономерности распределения мощностей не подчиняются районы о. Хийумаа и Кяру—Рапла, где мощности больше ожидаемых. Это, вероятно, можно объяснить быстрым накоплением органогенных отложений в районе развития биогермных образований.

**Общая литологическая характеристика.** Юруский горизонт представлен главным образом органогенными, в разной степени глинистыми карбонатными породами, для которых характерно чередование тонких слоев известняка и мергеля, а также комковатая текстура. Породы горизонта представляют собой толщу единого седиментационного цикла в регрессивной последовательности с постепенными переходами от одного литологического типа в другой как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении.

В разрезе снизу вверх и в северо-западном направлении от центра Южно-Эстонского прогиба отмечается уменьшение глинистости и увеличение размеров и количества органогенных частиц. В тех же направлениях увеличивается число прослоев обломочно-детритовых известняков и поверхностей перерыва, а комковатая текстура сменяется полукомковатой и горизонтальнослоистой. Согласно этим закономерностям, в профиле юруского горизонта зонально замещают друг друга: 1) мергели с комками глинистых микро- и тонкокристаллических известняков, 2) комковатые детритовые известняки с тонкими прослойками мергелей, 3) биоморфные пентамеровые и обломочно-детритовые известняки, 4) криноидные и биогермные известняки. Эти основные типы пород представляют собой отложения определенных батиметрических зон. В низах горизонта наблюдаются отложения двух последних, более глубоководных зон. Полная гамма литофаций установлена только в верхней половине юруского горизонта (см. также гл. V). Такое зональное замещение отражается в литостратиграфическом подразделении юруского горизонта на свиты и пачки.

**Палеонтологическая характеристика.** Юруский горизонт богат органическими остатками. Первое место по частоте встречаемости занимают брахиоподы, распространенные в Эстонской и Латвийской структурно-фациальных зонах (см. гл. V). В первой из названных зон им сопутствуют строматопороидеи, мшанки, кораллы, остракоды, реже трилобиты и гастроподы; во второй кроме брахиопод встречаются еще и остракоды. Находки граптолитов связаны в основном с южноэстонскими разрезами. Общее количество видов превышает 175; их распространение по подразделениям горизонта приведено в табл. 27 *.

---

* Здесь и в дальнейшем в аналогичных таблицах полужирным шрифтом выделен характерный комплекс видов горизонта.

Таблица 27

**Состав фаунулы юуруского горизонта**

| Виды | $F_2$ | $G_{1-2}V$ | $G_{1-2}O$ | $G_{1-2}T$ | | | $G_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $G_{1-2}Tm$ | $G_{1-2}H$ | $G_{1-2}Kr$ | |
| Stromatoporoidea | | | | | | | |
| **Clathrodictyon boreale** | | + | | + | + | + | + |
| *C. demissum* | | | | | + | | |
| **C. kudriavzevi** | | + | | + | + | + | + |
| *C. lennuki* | | + | | | + | | |
| *C. sarvense* | | | | | + | | |
| *C. sulevi* | | + | | | + | | |
| *C. turritum* | | | | | | + | + |
| **Ecclimadictyon laminaeungulatum** | | | | + | | | |
| *E. macrotuberculatum* | | | | | + | + | + |
| *E. microfastigiatum* | | + | | + | | | |
| **E. microvesiculosum** | | + | | + | + | + | |
| *E. pandum* | | | | | + | | |
| *E. porkuni* | + | + | | | + | | |
| *Forolinia brevis* | | + | | | | | + |
| *F. lineata* | | | | | + | | |
| **Pachystylostroma contractum** | | | | + | | + | |
| *P. exile* | | | | | + | | |
| *P. hillistense* | | | | | + | | |
| *P. rosensteinae* | | + | | | | | |
| **P. ungerni** | | | | | + | | |
| *Plectostroma necopinatum* | | | | | + | | |
| Heliolitoidea | | | | | | | |
| **Acidolites lateseptatus** | | + | | + | + | + | |
| Tabulata | | | | | | | |
| *Catenipora approximata* | | | | | + | | |
| *C. arctica* | | + | | | | | |
| *C.* sp. 3 | | + | | + | | | |
| *C.* cf. *gotlandica* | | + | | | | | |
| *C. septosa* | | | | + | | + | |
| *Favosites antiquus* | | | | | + | | |
| *Halysites priscus* | | + | | | | | |
| **Mesofavosites dualis** | + | + | | + | + | + | |
| **M. fleximurinus** | | | | + | + | + | |
| *M. fortis* | | | | | + | | |
| *M. inferior* | | | | + | | | |
| *M. kiltsiensis* | | | | | | | |
| *M. silicificatus* | | + | | | + | | |
| *M. similis* | | | | | + | | |
| **Palaeofavosites aaloci** | | + | + | | | | + |
| *P. alveolaris* | | + | | | + | | + |
| **P. balticus** | | + | | + | + | + | |
| *P. dagoensis* | | | | | + | | |
| *P. felix* | | | | | + | | |
| **P. forbesiformis** | | + | | + | + | + | |
| *P. hystrix* | | | | | + | | |
| *P. hirtus* | | | | + | + | | |
| *P. ignotus* | | | | | + | | |
| **P. juuru** | | + | | | | | |
| *P. karinuensis* | | | | | | + | |
| *P. limbergensis* | | + | | + | + | | + |
| *P. mirus* | | | | | + | + | + |
| *P. mysticus* | | | | | + | + | |
| *P. oelaensis* | | + | | | | | |
| *P. optatus* | | | | | | + | |
| **P. paulus** | | + | | + | | + | |
| *P. porosus* | | | | + | + | | |
| *P. primus* | | | | + | + | + | + |

| Виды | $F_2$ | $G_{1-2}V$ | $G_{1-2}O$ | $G_{1-2}Tm$ | $G_{1-2}H$ | $G_{1-2}Kr$ | $G_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *P. rudis* | | + | | | | | |
| *P. schmidti* | + | + | | + | + | | |
| *P. vexatus* | | | | | | + | |
| Rugosa | | | | | | | |
| *Brachyelasma* sp. | | | | | + | + | + |
| *Calostylis* sp. | | + | | | | | |
| *Crassilasma crassiseptatum* | | + | | + | + | | |
| **Cyathactis baiticus** | | | | | + | | + |
| **Cyathophylloides kassariensis** | | | | | + | | |
| *Densiphyllum thomsoni* | | + | | | | | |
| *Entelophyllum losseni* | | | | | + | | |
| *«Kodonophyllum» tubaeformis* | | | | | + | | |
| *Kyphophyllum schmidti* | | | | | + | | |
| *Palaeophyllum tubuliferum* | | | | | + | | |
| *Paliphyllum karinuensis* | | | | | | + | + |
| **P. soshkinae** | | + | | | + | | |
| *Pilophyllum massivum* | | | | | + | | |
| *P. zonatum* | | | | | + | | |
| **Porfirieviella estonica** | | + | | | + | | |
| *Rhegmaphyllum whittardi* | | + | | + | + | | + |
| *Tryplasma* sp. | | + | | | | | |
| Bryozoa | | | | | | | |
| *Cyphotrypa* sp. sp. | | + | | | | | |
| **Graptodictya perelegans** | | + | | | | | |
| *Hallopora varians* | | | | + | + | | |
| **Hemipachydictya crassa** | | + | | + | + | | |
| *H.* sp. 1 | | | | + | | ? | + |
| *H.* sp. 2 | | | | | + | | |
| *Orbignyella expansa* | | + | | | | | |
| *Pachydictya ambigua* | | | | + | + | + | + |
| *Ptilodictya lanceolata* | | + | | | | | + |
| *Rhinopora* ? sp. | | + | | | | + | |
| *Semicoscinum fragilis* | | | | | + | | + |
| Brachiopoda | | | | | | | |
| **Alispira gracilis** | | + | | | | | |
| *Anastrophia* sp. | | | | | + | | |
| *Atrypopsis reclinis* | | | | | + | | + |
| *Clorinda undata* | | | + | | | | + |
| *Clorinda* sp. | | + | | | | | |
| **Cryptothyrella cf. crassa** | | + | | | + | | |
| *Dalmanella cyclica* | | | | | + | | |
| *D. neocrassa* | | | + | | | | |
| *Dicoelosia* sp. | | | + | | | | + |
| *Dictyonella capewelli* | | | | | + | | |
| *Eoplectodonta* sp. | | | + | | | | |
| **Fardenia pecten** | | + | + | + | + | + | + |
| *Furcitella* sp. | | + | | + | + | + | |
| *Glyptorthis irrupta* | | | + | | | | |
| *Hesperorthis hillistensis* | | | | | + | | + |
| **H. imbecilla** | | + | | + | | + | + |
| **Hindella extenuata** | | + | | + | + | | |
| *Leangella crassa* | | | + | | | | + |
| *«Leptaena» sp. sp.* | | + | + | | + | | |
| *Linoporella cf. punctata* | | | | | + | | |
| *Onniella trigona* | | | + | | | | + |
| **O. mediocra** | | + | | + | + | + | ? |
| *Parastrophinella indistincta* | | | | | + | | + |
| *P.* sp. | | + | | | | + | |
| **Pentamerus borealis** | | | | + | + | + | |
| *Platystrophia affabilis* | | | | | + | | |
| *Plectodonta propinqua* | | | + | | | | |
| *Ptychopleurella erecta* | | | | | + | | |
| *Rafinesquina* sp. | | | + | | | | |
| *Skenidioides lewisi* | | | + | | | | + |
| **Spirigerina porkuniana** | | + | | + | | + | |
| *S. hillistensis* | | | | | + | | |

| Виды | $F_2$ | $G_{1-2}V$ | $G_{1-2}O$ | $G_{1-2}Tm$ | $G_{1-2}H$ | $G_{1-2}Kr$ | $G_3$ |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| *Stegorhynchella borealis* | | | | | + | | + |
| *Streptis monilifera* | + | | + | | | | |
| **Stricklandia lens forma a** | | + | | + | + | + | |
| *Triplesia maennili* | | | | | + | | |
| **Zygospira? aprinis** | | + | | | | | |
| **Zygospiraella duboisi** | | + | | + | + | + | + |
| Gastropoda | | | | | | | |
| *Cyclonema hiiumaa* | | | | | + | | |
| *Euomphalopterus carinifer* | | | | | + | | |
| *Murchisonia exilis* | | | | | + | | |
| *Pleurotomaria* sp. | | | | + | | | |
| Nautiloidea | | | | | | | |
| *Michelinoceras («Orthoceras») nummularium* | | + | | | | | |
| *Cycloceras ibex* ? | | | | + | | | |
| Annelida | | | | | | | |
| *Camptosalpinx estonicus* | | + | | | | | |
| Trilobita | | | | | | | |
| *Acernaspis estonica* | | | + | | | | |
| *A. sulcata* | | | + | | | | |
| *A. semicircularis* | | | + | | | | |
| *A.* sp. | | | | | + | | |
| *Anacaenaspis* aff. *gotlandensis* | | | | | + | | |
| *Bumastus* sp. a. | | | + | | | | |
| *B.* sp. b | | | | | + | | |
| *B.* sp. c | | | | | + | | |
| *Calymene* sp. | | | | | + | | |
| *Cheirurus* sp. | | | + | | | | |
| *Deiphon* sp. | | | | | + | | |
| **Encrinurus kiltsiensis** | | | | | + | | |
| *E.* sp. a | | | + | | | | |
| *Leonaspis varbolensis* | | + | | | | | |
| *Platylichas* sp. | | | | | + | | |
| *Proetus planedorsatus* | | ? | | | + | | |
| *Stenopareia* sp. sp. | | + | + | | + | | |
| Ostracoda | | | | | | | |
| *Aitilia senecta* | | | | | + | | + |
| *Altha modesta* | | | + | | | | + |
| **Bolbiprimitia tamsaluensis** | | | | | + | | |
| *Cystomatochilina* ? sp. | | + | + | + | | | + |
| *Kiltsiella rosensteinae* | | | | | + | | |
| *Medianella longa* | + | + | | | | | |
| **Microcheilinella lubrica** | + | + | + | | + | | + |
| *M. mobile* | | | + | | | | |
| *M. semibulbosa* | | | + | | | | |
| *Monoceratella edita* | | | | | + | | |
| *Neoprimitiella litvaensis* | | + | + | + | | | + |
| *Paraparchites tenuicostatus* | | + | | + | | | + |
| *Polyzygia estonica* | | + | | + | | | + |
| **Steusloffina eris** | | + | | + | | | |
| **Silenis estonus** | | + | + | + | | | |
| Graptolithida | | | | | | | |
| *Climacograptus* cf. *minutus* | | | + | | | | |
| *C. rectangularis* | | | + | | | | |
| *C. scalaris* cf. *ferganensis* | | | + | | | | + |
| *Dictyonema balticum* | | + | | | | | |
| **Dimorphograptus confertus** | | | + | | | | |
| *Estoniocaulis jaervensis* | | + | | | | | |
| *Inocaulis jaervensis* | | + | | | | | |
| **Paraclimacograptus innotatus** | | + | | | | | + |
| *Paraclimacograptus* sp. | | | + | | | | |
| *Pribylograptus incommodus* | | | | | | | |
| *P.* cf. *sandersoni* | | | | | | | + |
| **Pseudoclimacograptus hughesi** | | | | | | | + |
| *Rhaphidograptus toernquisti* | | | | | | | |

Ф. Шмидт (Schmidt, 1858, стр. 58) считал руководящими для горизонта следующие виды (в скобках названия даны по современной систематике): *Heliolites pyriformis* Lonsd. [= *Acidolites lateseptatus* (Lindström)], *Strophomena pecten* (L.) (= Fardenia), *Orthis davidsoni* Vern. (= *Hesperorthis imbecilla* Rubel), *O. hybrida* Sow. (=? *Onniella mediocra* Rubel), *Pentamerus linguifer* (Sow.) (= *Clorinda* sp.), *Spirigerina imbricata* Sow. (= *Spirigerina porkuniana* Jaan.), *S. duboisi* (M. V. K.) (= *Zygospiraella*), *S. nitida* (Hall) (= *Hindella extenuata* Rubel), *Rhynchonella aprinis* M. V. K. (= *Zygospira*?), *Pentamerus borealis* Eichw.

Фаунистические ассоциации Северной и Южной Эстонии в юруское время очень резко отличались между собой и поэтому перечисленные выше виды являются руководящими только для Эстонской структурно-фациальной зоны.

Видовой состав фаунистического комплекса юруского горизонта довольно четко отличается от такового поркуниского горизонта. Общими для них являются единичные виды строматопороидей, табулят и остракод. Значительно больше сходства между фаунулами юруского и райккюлаского горизонтов, особенно в Латвийской структурно-фациальной зоне, где подавляющее большинство видов брахиопод и остракод переходит в райккюлаский горизонт. В Южной Эстонии в райккюласком горизонте встречается, кроме того, ряд видов (*Zygospiraella duboisi*; *Hesperorthis imbecilla, Fardenia pecten, Stricklandia lens, Clathrodictyon boreale*), распространенных в юруское время только в Эстонской структурно-фациальной зоне. Их перемещение в южном направлении, видимо, было вызвано регрессией моря и связанной с ней миграцией фаций.

**Подразделения.** Вопросы детальной стратиграфии части разреза, соответствующей юрускому горизонту в принятом здесь объеме, затрагивались в работах К. Тейхерта (Teichert, 1928), Э. Розенштейн (Rosenstein, 1938, 1940a, b), Ю. Мартна (Martna, 1957), А. Аалоэ (1958), Э. Юргенсон (1966), В. и Н. Кырвел (1967). Х. Нестор и Э. Кала (1968) дали анализ существующих классификаций и предложили новое расчленение, которое применяется в данной книге (рис. 55).

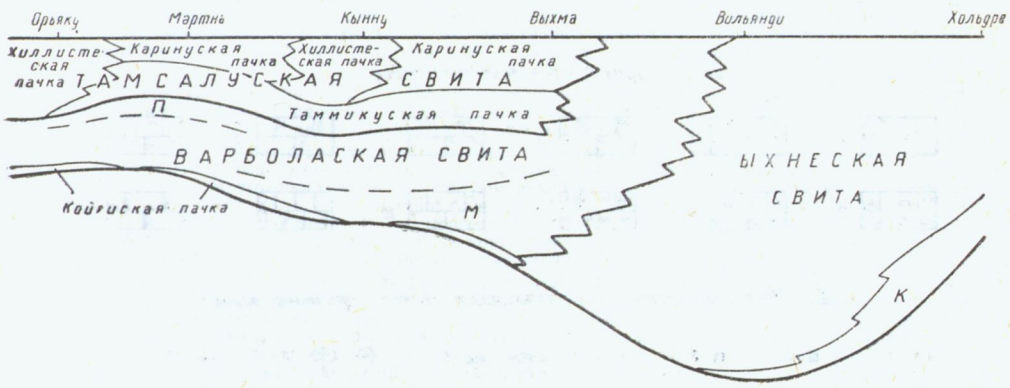
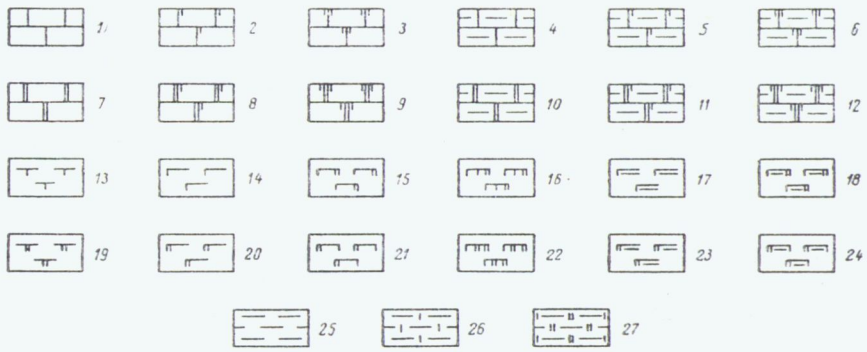



Рис. 55. Схема стратиграфического подразделения юруского горизонта.
*п* — пургаские слои; *м* — мартнаские-козеские слои; *к* — красноцветные мергели и известняки.

В Эстонской структурно-фациальной зоне нижняя часть юруского горизонта (sensu lato) рассматривается ими как варболаская, верхняя — как тамсалуская свита. В Латвийской зоне распространяется ыхнеская свита (Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967), охватывающая весь разрез. В составе свит выделяются пачки (рис. 55, 57, 58).

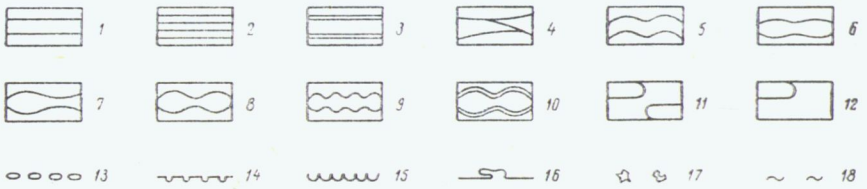
*А. Типы пород по вещественному составу*



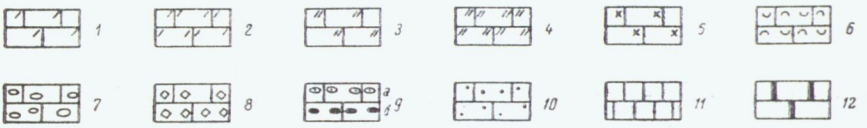

*Б. Некоторые особые типы пород*




*В. Текстурные особенности пород*




*Г. Структурные особенности пород*




*Д. Минералогические и палеонтологические признаки пород*



### Варболаская свита ($G_{1-2}V$)

Свита представлена главным образом тонкослоистыми илисто-детритовыми или обломочно-детритовыми известняками, чередующимися с прослойками глинистых мергелей (см. рис. 29). Для нее очень характерны комковатые текстуры. Стратотипом варболаской свиты является колодец на городище Варбола. В большей части Эстонской структурно-фациальной зоны нижняя граница свиты совпадает с нижней границей юруского горизонта. Верхняя граница ее проводится по подошве известняков с *Pentamerus borealis*.

В фациальном отношении отложения варболаской свиты являются промежуточными между отложениями тамсалуской и ыхнеской свит и представляют собой типичную детритовую фацию (см. гл. V). В связи с регрессивным залеганием отложений юруского времени в полосе перехода из Эстонской структурной фациальной зоны в Латвийскую отложения варболаской свиты «скользят» в южном направлении вверх по разрезу (рис. 55). В некоторых скважинах (Пярну, Курси, Пауаствере, Паламузе) породы варболаской свиты занимают верхнюю часть юруского горизонта, в то время как нижняя часть его представлена уже ыхнеской свитой. В скв. Кингисепп варболаская свита охватывает весь юруский разрез. В южном направлении она замещается ыхнеской, в северном — тамсалуской свитой.

В районе выходов варболаская свита представлена серыми илисто-биоморфно-крупнодетритовыми известняками, чередующимися с тонкими (1—2 см) волнистыми прослойками мергелей. Часто встречаются прослои обломочно-детритовых известняков, сложенных хорошо окатанными обломками микрокристаллического известняка и строматопороидей, брахиопод, ругоз. Гальки, диаметром 3—20 мм, имеют пиритовую импрегнацию. Наблюдается закономерное увеличение числа обломочно-детритовых прослоев в северо-западном направлении. Наряду с этим увеличивается частота встречаемости створок *Zygospiraella duboisi*, об-

---

Рис. 56. Условные обозначения к разрезам и профилям.

*А. 1* — известняки; *2* — доломитистые известняки; *3* — доломитовые известняки; *4* — глинистые известняки; *5* — глинистые доломитистые известняки; *6* — глинистые доломитовые известняки; *7* — доломиты; *8* — известковистые доломиты; *9* — известковые доломиты; *10* — глинистые доломиты; *11* — глинистые известковые доломиты; *12* — глинистые известковистые доломиты; *13* — мергели в широком смысле; *14* — известковые мергели; *15* — доломитистые известковые мергели; *16* — доломитовые известковые мергели; *17* — глинистые мергели; *18* — доломитистые глинистые мергели; *19* — домериты в широком смысле; *20* — доломитовые домериты; *21* — известковистые доломитовые домериты; *22* — известковые домериты; *23* — глинистые домериты; *24* — известковистые глинистые домериты; *25* — глины; *26* — известковистые глины; *27* — доломитистые глины.

*Б. 1* — биогермные известняки; *2* — доломитизированные биогермные известняки; *3* — эвриптеровые доломиты; *4* — глинистые доломиты каармаского типа; *5* — узорчатые доломиты с ходами илоедов; *6* — прослои метабентенитов.

*В. 1* — толсто- и средне-горизонтальнослоистые; *2* — тонко- и микро-горизонтальнослоистые; *3* — тонкослоистое чередование известняков и мергелей (доломитов и домеритов); *4* — косослоистые; *5* — волнистослоистые; *6* — полукомковатые; *7* — крупнокомковатые, с тонкими прослойками мергелей; *8* — среднекомковатые; *9* — мелкокомковатые; *10* — комковатые с толстыми прослойками мергелей; *11* — мергели с частыми комками известняков; *12* — мергели с редкими комками известняков; *13* — конгломератовые прослои; *14* — поверхности перерыва; *15* — знаки ряби; *16* — оползневые нарушения; *17* — каверны; *18* — ходы илоедов.

*Г. 1* — мелкодетритистые; *2* — мелкодетритовые; *3* — крупнодетритистые; *4* — крупнодетритовые; *5* — скопления, гнезда детрита; *6* — биоморфные; *7* — конгломератовые; *8* — брекчиевые; *9* — оолитовые (*а* — оолиты известковые, *б* — оолиты шамозитовые, гётитовые); *10* — псаммитовые и сгустковые; *11* — микро- и скрытокристаллические; *12* — рекристаллизационные известняки. (Замечание: в легенде приведены только чистые структуры, из различных комбинаций которых могут образовываться сложные структуры.)

*Д. 1* — примесь кварцевого песка и алеврита; *2* — кристаллы пирита; *3* — пиритовые узоры и пятна; *4* — глауконит; *5* — строматолиты (*а* — пластовые, *б* — желваковые); *6* — онколиты (*а* — неопределенной формы, *б* — полусферические вокруг створок пелеципод); *7* — строматопороидеи; *8* — табуляты; *9* — ругозы; *10* — известковые водоросли; *11* — мшанки; *12* — брахиоподы; *13* — наутилоидеи; *14* — тентакулиты; *15* — гастроподы; *16* — пелециподы; *17* — трилобиты; *18* — остракоды; *19* — иглокожие; *20* — эвриптериды; *21* — граптолиты; *22* — рыбы.

разующего тонкие прослои биоморфных известняков, и появляются прослои сгустковых известняков.

В нижней части разреза прослои мергелей более мощные. Их мощность возрастает также в юго-восточном направлении, что сопровождается уменьшением содержания и размерности детрита и обломочных частиц. Слои чистых известняков замещаются глинистыми известняками, а чередующиеся с ними слои глинистых мергелей — известковистыми пластичными глинами.

Виды наиболее характерных групп фауны варболаской свиты — брахиопод, строматопороидей, мшанок, ругоз, табулят — распространяются по всей свите равномерно (табл. 27). Только *Zygospiraella duboisi* обычно приурочен к обломочным породам, а *Stricklandia lens* — к более глинистым прослоям.

В варболаскую свиту включены слои (см. Нестор, Кала, 1968), которые А. Аалоэ (1958) под названием пургаской пачки отнес к тамсалускому горизонту.

Также не выделяются здесь паасвереская, козеская (Аалоэ, 1958) и мартнаская (Юргенсон, 1966) пачки, включающие практически один и тот же тип породы. Точно разграничить названные подразделения очень трудно и нецелесообразно.

Койгиская пачка ($G_{1-2}K$) распространяется на большей части территории Средней Эстонии, но лучше развита на Пандивереской возвышенности и в Западной Эстонии. Представлена она желтовато-серыми скрыто- и микрокристаллическими известняками, с раковистым изломом и тонкослоистой текстурой, с очень неровными поверхностями наслоения, покрытыми извилистыми тонкими пленками мергелей. Местами в породе встречается мелкий детрит брахиопод, ругоз и мшанок.

В окрестностях Койги пачка не распространяется (Мянниль, 1962). Поэтому стратотипичным для пачки следует считать керн скв. Камарику в интервале 16,3—18,1 м.

Мощность койгиской пачки 0,1—2,4 м. Интервалы залегания пачки в буровых скважинах следующие (в метрах): Рапла — 31,0—31,1, Пандивере — 23,6—24,1, Камарику — 16,3—18,1, Орьяку — 36,9—38,6, Пуску-2 — 26,9—27,2, Азукюла — 36,9—37,2, Мартна — 48,0—49,5, Кяру — 89,5—90,3, Пийбе — 51,8—52,7, Кирикукюла — 110,3—110,6, Румба — 104,2—104,6, Кынну — 143,0—143,2, Рыуза — 129,5—129,52, Эйамаа — 74,3—74,5, Кабала — 112,6—112,62, Выхма — 113,7—114,0, Кингисепп — 292,2—292,9.

Остатков организмов в породах койгиской пачки очень мало. Определены только следующие формы: *Spirigerina porkuniana, Onniella?* sp., *Proetus* sp., *Catenipora* cf. *gotlandica, Clathrodictyon boreale.*

В подошве и кровле этой пачки обычно наблюдаются поверхности перерыва. Пачка представлена, видимо, сохранившимися местами отложениями начала трансгрессий раннелландоверийского моря.

### Тамсалуская свита ($G_{1-2}T$)

Тамсалуская свита сложена сравнительно чистыми органогенными известняками различных типов, в первую очередь биоморфными и крупнодетритовыми пентамеровыми. В западных районах (п-ов Ридала, о. Хийумаа, район Кяру—Рапла) встречаются криноидные известняки с небольшими кораллово-строматопоровыми биогермами. В тамсалускую свиту включены залегающие на пентамеровых известняках стро-

матопоровые известняки каринуской пачки. Очень характерны для нее также обломочно-детритовые известняки, встречающиеся в виде прослоев в пентамеровых известняках и особенно широко развитые в верхней части свиты, в каринуской пачке. В западных и северных районах в тамсалуской свите встречаются редкие линзы и прослои скрытокристаллических и сгустковых известняков.

Стратотипическим обнажением для свиты является карьер Тамсалу, где почти на полную мощность обнажается нижняя, таммикуская пачка и, кроме того, нижняя часть (20—30 см) каринуской пачки.

Мощность свиты наименьшая на п-ове Ридала (скв. Пуску-2 — 8,8 м). В южном направлении она увеличивается, достигая максимума в скв. Кынну (25,9 м) и Кяру (24,6 м), где это, видимо, связано с наличием биогермных и межбиогермных отложений. Нижняя граница свиты проводится по подошве слоев, содержащих *Pentamerus borealis*. В Западной и Средней Эстонии она часто представлена поверхностью перерыва или конгломератовым прослоем. Верхняя граница свиты совпадает с верхней границей юруского горизонта. В южном направлении тамсалуская свита фациально замещается варболаской.

Фаунистические комплексы различных пачек тамсалуской свиты заметно отличаются друг от друга. Объединяет их наличие *Pentamerus borealis*. Характерны для свиты представители кораллов и строматопо-

Таблица 28

**Мощность пачек тамсалуской свиты в буровых скважинах**

| Номер скважины на рис. 54 | Скважина | Мощность свиты, м | Интервалы залегания пачек, м | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | хиллистеской | каринуской | таммикуской |
| 1 | Рапла | 12,3 | 9,3—11,7 | 5,7—9,3+ +11,7—14,3 | 14,3—18,0 |
| 2 | Кумма | 13,6 | 30,5—31,7 | 24,0—30,5 | 31,7—37,6 |
| 3 | Юуру | 2,5+ | — | — | <0,4—2,9 |
| 4 | Пандивере | 6,8+ | — | — | <3,2—10,0 |
| 5 | Камарику | 3,0+ | — | — | <0,0—3,0 |
| 6 | Орьяку | 12,8 | 14,5—24,3 | — | 24,3—27,3 |
| 7 | Сарве | 8,1+ | 0,0—8,1 | — | — |
| 8 | Пуску-2 | 8,8 | 6,6—15,4 | — | — |
| 9 | Азукюла | 9,1 | — | 17,1—19,7 | 19,7—26,2 |
| 10 | Мартна | 8,9 | — | 24,7—29,2 | 29,2—33,6 |
| 11 | Ристи-Майдла | 12,5 | — | 9,5—18,2 | 18,2—22,0 |
| 12 | Силла | 12,5 | — | 29,0—37,2 | 37,2—41,5 |
| 13 | Кяру | 24,6 | 48,0—62,8 | 62,8—68,0 | 68,0—72,6 |
| 14 | Линтси | 7,8+ | — | <12,6—13,8 | 13,8—20,4 |
| 15 | Вао | 12,2 | — | 17,7—25,4 | 25,4—29,9 |
| 16 | Пийбе | 11,4 | — | 25,6—32,4 | 32,4—37,0 |
| 17 | Кярде | 11,0 | — | 30,4—37,0 | 37,0—41,4 |
| 19 | Кирикукюла | 7,2 | — | 86,4—87,9 | 87,9—93,6 |
| 20 | Румба | 18,5 | — | 67,1—79,3 | 79,3—85,6 |
| 21 | Нурме | 16,1 | — | 76,3—87,8 | 87,8—92,4 |
| 22 | Валгу | 16,1 | 57,5—58,6+ +60,8—62,8 | 51,6—57,5+ +58,6—60,8 | 62,8—67,7 |
| 23 | Кынну | 25,9 | 97,5—113,8 | 113,8—118,3 | 118,3—123,4 |
| 24 | Рыуза | 21,0 | — | 85,0—99,4 | 99,4—106,0 |
| 25 | Эйамаа | 14,9 | — | 39,8—49,8 | 49,8—54,7 |
| 26 | Пяйнурме | 19,3 | — | 72,7—83,8 | 83,8—92,0 |
| 27 | Кабала | 16,0 | — | 44,0—56,5 | 56,5—60,0 |
| 29 | Сулуствере | 18,7 | — | 71,9—81,1 | 81,1—90,6 |
| 31 | Выхма | 18,7 | — | 70,8—83,5 | 83,5—89,5 |
| 33 | Пярну | 8,6 | — | — | 189,6—198,2 |

пороидей. Довольно часто встречаются гастроподы, редкие в варболаской свите. Тамсалуская свита подразделяется на три литостратиграфические пачки: таммикускую, хиллистескую и каринускую (рис. 55; табл. 28).

Таммикуская пачка ($G_{1-2}Tm$) в типичном виде представлена биоморфными известняками, сложенными целыми створками или крупным детритом брахиопод *Pentamerus borealis*. В более ранней литературе она известна под названием бореалисовой банки (табл. III, *5*, табл. XIII, *1*). Содержание целых створок пентамеров достигает 50—60% общего объема породы в районе наибольших мощностей пачки, который совпадает с районом Пандивереской возвышенности. В периферии банки содержание раковин убывает и банка распадается на отдельные биоморфные слои, переслаивающиеся со слоями детритовых и иногда сгустковых известняков. В Средней Эстонии (скв. Эйамаа, Выхма, Кабала, Сулуствере) известняки таммикуской пачки становятся более глинистыми и появляются прослои мергелей. Здесь содержание пентамеров в породе составляет лишь 10—20%. То же самое происходит в Западной Эстонии, где максимальное развитие бореалисовой банки приурочено к центральной части Ридалаского полуострова (скв. Азукюла, Мартна). В более южных районах (скв. Кирикукюла) *Pentamerus borealis* распространяется главным образом в прослоях обломочно-детритовых известняков, которые в Западной Эстонии в таммикуской пачке встречаются заметно чаще, чем в Восточной.

В северо-западном направлении таммикуская пачка латерально замещается хиллистеской пачкой. Переход происходит примерно по дуге восточнее Кильтси, южнее Пуску и Орьяку (рис. 54), но прослои пентамеровых известняков часто вклиниваются и в хиллистескую пачку, особенно в нижней части разреза.

Стратотипом для пачки является каменоломня Таммику, где она обнажается почти на полную мощность (4,6 м). Границы пачки определялись по наличию в породе створок *Pentamerus borealis*.

Мощность таммикуской пачки колеблется от 3,0 (скв. Орьяку) до 13,5 м (скв. Коону на Пандивереской возвышенности). В районе выходов наблюдаются два центра повышенной мощности: в центральной части Пандивереской возвышенности — 8—13 м и в Западной Эстонии, в центральной части п-ова Ридала — 6—7 м.

Фаунула таммикуской пачки очень однообразная (табл. 27).

Хиллистеская пачка ($G_{1-2}H$) распространяется на о. Хийумаа и в северо-западной части п-ова Ридала. Латерально она замещается таммикуской и каринуской пачками (рис. 57, 58*). Х. Нестором и Э. Кала (1968) породы хиллистеского типа (криноидные и биогермные известняки) установлены также в Средней Эстонии, в районе Кяру—Рапла (скв. Кяру, Кумма, Рапла, Кынну и Валгу), где они залегают над таммикуской пачкой и латерально замещаются породами каринуской пачки (рис. 58). Эти два литологических тела, вероятно первоначально соединенные друг с другом севернее контура современного распространения отложений, отделены один от другого эрозией. На основании этого криноидные и биогермные известняки в окрестностях Кяру—Рапла могут быть отнесены к хиллистеской пачке.

Пачка представлена сложным комплексом различных типов отложений мелководной отмельной фации. Среди них большое значение имеют чистые детритовые криноидные известняки (табл. III, *1*). Для хиллистеской пачки характерно наличие небольших биогермов, сложен-

---

* Рис. 57, 58, а также 61, 66, 68, 74, 76, 78 см. в конце книги.

ных многочисленными организмами, из которых табуляты, строматопороидеи и колониальные ругозы являются рифостроящими (рис. 10; табл. IV, *1*). В биогермах часто встречаются ветвистые мшанки и брахиоподы. Мощность биогермов находится обычно в пределах 1—2 м и редко достигает 7—8 м (скв. Пуску-Суурекиви и Кяру). Главными рифостроителями являются виды *Mesofavosites similis, Palaeofavosites dagoensis, Palaeofavosites paulus, Cyathophylloides kassariensis, Clathrodictyon demissum, Cl. boreale, Ecclimadictyon porkuni* и ряд других. Прилегающие к биогермам известняки обычно крупнодетритовые, криноидные и содержат хорошо окатанные обломки организмов из биогермов. По мере удаления от биогерма уменьшаются размеры и увеличивается окатанность детрита.

Кроме криноидных известняков в пачке встречаются глинистые аулопоридные известняки (окрестность Рохукюла; табл. IV, *3*), прослои и линзы биоморфных брахиоподовых известняков с *Zygospiraella duboisi* (скв. Орьяку, глубина 21,9—22,9, обн. Сарве 6) и *Pentamerus borealis* (скв. Сарве, обн. Хельтермаа и др.), обломочно-детритовые известняки (табл. II, *2*), сгустковые известняки, местами с микрослоистой текстурой и со знаками ряби (клиф Калласто, скв. Пуску-2, глубина 12,5—13,6 м), а также прослои оолитового известняка (обн. Пуллапя). В пачке ограниченно распространяются прослои и линзы микро- и скрытокристаллических известняков.

Более детальная литологическая характеристика пачки с указанием взаимоотношений различных типов пород дана А. Аалоэ (1958).

Фаунула пачки очень богатая и разнообразная. Наряду с видами, встречающимися в других пачках тамсалуской свиты и в варболаской свите, хиллистеская пачка содержит ряд специфических форм (табл. 27).

Большое количество впервые появившихся в хиллистеской пачке форм может вызывать некоторые сомнения относительно принадлежности ее к юрускому горизонту. Однако обнаруженный нами в скв. Пуску-2 на глубине 6,5 м *Pentamerus borealis* над криноидными известняками, венчающими здесь хиллистескую пачку (рис. 57), указывает на принадлежность ее в целом к тамсалуской свите юруского горизонта. Специфический облик и богатство фаунистического комплекса, видимо, можно объяснить благоприятными условиями для существования и эволюции фауны в мелководной биогермной фации (Кальо, Нестор, 1966).

Каринуская пачка ($G_{1-2}Kr$) объединяет слои, по объему и расположению в разрезе точно соответствующие I «подгоризонту» райккюлаского горизонта Э. Розенштейн (Rosenstein, 1940a), который обнажается в карьере Карину и в нижней части колодца Валасти. Э. Юргенсон (1966) включила бо́льшую часть этих слоев в выделенную ею пускускую пачку. Х. Нестор и Э. Кала (1968), исходя из того, что стратотип пускуской пачки, каменоломня Пуску, расположен в разрезе выше новой границы юруского и райккюлаского горизонтов, предложили для пачки юруского горизонта название «каринуская».

Каринуская пачка представлена преимущественно детритовыми, часто доломитизированными известняками с тонко- и микрокристаллической основной массой и многочисленными гальками из остатков организмов, главным образом строматопороидей. В Восточной Эстонии она местами слагается биоморфными строматопоровыми известняками с окатанными колониями строматопороидей. В Западной Эстонии встречаются также глинистые кораллово-строматопоровые известняки (окрестность Ристи—Варбола), а местами наряду с ними — микрокристаллические известняки. В Средней Эстонии (Кабала, Сулуствере)

каринуская пачка содержит большое количество пиритизированных поверхностей перерыва и конгломератовых прослоев.

Стратотипом пачки является каменоломня Карину, где она обнажается на полную мощность. Ее мощность колеблется от 1,5 м в скв. Кирикукюла до 12,7 м в скв. Выхма и 14,4 м в скв. Рыуза. Сокращение мощностей происходит в северном и особенно в западном направлении. В юго-западном направлении пачка, возможно, выклинивается, а в северо-западном замещается верхней частью хиллистеской пачки. Замещение происходит и в районе Кяру—Рапла. В южном направлении пачка замещается верхней частью варболаской свиты (рис. 57).

В каринуской пачке повторяется характерный для варболаской свиты видовой комплекс, но в несколько обедненном виде. Очень характерно повторное массовое появление *Stricklandia lens*. Известны лишь единичные виды, встречающиеся только в этой пачке (табл. 27). Верхняя граница пачки выражена поверхностью перерыва.

### Ыхнеская свита ($G_{1-2}Ō$)

Ыхнеская пачка по Л. Гайлите и др. (1967) возведена Х. Нестором и Э. Кала (1968) в ранг свиты, которой юруский горизонт представлен в Южно-Эстонском прогибе. Она слагается толщей сравнительно глинистых терригенно-карбонатных тонкопереслаивающихся пород с характерной мелкокомковатой текстурой. Часто преобладают глинистые мергели и домериты, в которых только в виде редких комков встречаются глинистые микрокристаллические известняки. Некоторые интервалы полностью представлены мергелями, известковыми глинами или домеритами (напр., скв. Отепя, интервал 364,0—371,0 м, Лаэва, интервал 147,7—150,9 м). Общее для юруского горизонта закономерное уменьшение глинистости по разрезу снизу вверх характерно и для этой свиты. В верхней части разреза известняки и мергели (часто в разной степени доломитизированные) встречаются обычно почти в равных соотношениях и в этом отношении близки к породам варболаской свиты. Характерным для свиты является практически полное отсутствие илисто-детритовых, детритовых и обломочных разновидностей известняков и поверхностей перерыва. Брахиоподы встречаются в виде почти целых створок на поверхностях комков глинистых известняков. Структура известняков тонко- и микрокристаллическая.

В наиболее южных разрезах (скв. Икла, Абья, Хольдре) в основании ыхнеской свиты залегает пачка красно- и пестроцветных мергелей (рис. 55 и 57), в нижней части которых выделяется слой микро- и скрытокристаллических известняков (Абья, Хольдре).

Красноцветная пачка была Л. Гайлите и др. (1967) вместе с нижележащими оолитовыми известняками и доломитовыми алевритами объединена в руяский подкомплекс. Литологически эта пачка близка к породам ыхнеской свиты, в то время как оолитовые известняки и алевриты К. Каяк (1962), Р. М. Мянниль (1963, 1966) и другие авторы относят на основе корреляции разрезов Северной и Южной Эстонии к поркунискому горизонту. Этой точки зрения придерживается и автор данного обзора.

Стратотипом ыхнеской свиты считается разрез скважины Хольдре в интервале 389,0—429,4 м. Название его происходит от названия реки Ыхне.

Нижняя и верхняя границы ыхнеской свиты совпадают с границами юруского горизонта в Латвийской структурно-фациальной зоне. Про-

должение ыхнеской свиты в южном направлении не прослежено. В северном направлении она фациально замещается варболаской свитой. Литологическая граница совершенно переходная и проводится по исчезновению детрита. Точнее удается границу определить по окаменелостям, так как палеонтологические различия ыхнеской и варболаской свит выражены резче, чем литологические.

Фаунула ыхнеской свиты значительно более однообразна, чем варболаской. В ней почти полностью отсутствуют представители кораллов, строматопороидей и мшанок, обильно встречающиеся еще в наиболее южных разрезах варболаской свиты (скв. Рыуза, Выхма, Кабала, Сулуствере; верхняя часть юруского горизонта в скв. Пярну, Курси, Паламузе). В Южно-Эстонском прогибе обнаружен только один экземпляр *Palaeofavosites aaloei* в скв. Икла (глубина 512,0 м). Довольно редки также трилобиты. Более многочисленны брахиоподы и остракоды (табл. 27). Появление элементов этой фаунулы в переходной полосе Средней Эстонии связано с исчезновением вида *Stricklandia lens*, что позволяет довольно четко разграничивать ыхнескую и варболаскую свиты в конкретных разрезах.

Характерной особенностью фаунулы ыхнеской свиты является довольно частое содержание граптолитов, которые исключительно редки в других свитах юруского горизонта (см. гл. III).

## РАЙККЮЛАСКИЙ ГОРИЗОНТ

= Zwischenzone — Schmidt, 1858;
= Raikülische Schicht ($G_3$) — Schmidt, 1881;
= Raikül beds — Twenhofel, 1946;
= Raikŭla lade — Bekker, 1922;
= Raikülische Schichten — Teichert, 1928 (part.);
= Raikkŭla lade — Rosenstein, 1940;
= слои райккюла — Соколов, 1951 (part.);
= райккюлаский горизонт — Аалоэ, 1958 (part.).

Райккюласким горизонтом называются лландоверийские отложения, залегающие между юруским и адавереским горизонтами. Нижняя граница его проводится в Северной Эстонии по кровле тамсалуской свиты, а в Южной — по кровле варболаской и ыхнеской свит и почти повсеместно выражена появлением на уровне зоны *Pristiograptus cyphus* менее глинистых, часто афанитовых карбонатных пород. Верхняя граница горизонта проводится по подошве пентамеровых известняков (местами более или менее сильно доломитизированных) с остатками *Pentamerus oblongus*, а в юго-западных районах республики — по подошве глин и мергелей на уровне зоны *Spirograptus turriculatus*. Верхние слои райккюлаского горизонта охарактеризованы присутствием последних представителей *Climacograptus* и *Zygospiraella duboisi*. Литологически горизонт представлен различными известняками и в основном вторичными доломитами с более или менее мощными прослоями мергелей и глин и биогермными образованиями.

Мощность отложений увеличивается в южном направлении с 35 до 180 м. Литологически горизонт подразделяется на стурискую, ремтскую, мергелевую, икласкую, вингуласкую и кулламааскую пачки. В полосе выходов развиты только две последние, фаунистически тесно связанные между собой. С подстилающими отложениями их связывает распространение комплекса *Palaeofavosites balticus*, *Zygospiraella duboisi* и др. Немного выше подошвы появляется новая ассоциация кораллов и строматопороидей с *Favosites gothlandicus*, *Parastriatopora celebrata* и *Clathrodictyon clivosum*.

**Объем и границы.** Райккюлаский горизонт установлен Ф. Шмидтом (Schmidt, 1858) как промежуточное подразделение между пентамеровыми известняками двух типов: внизу с *Pentamerus borealis* (бореалисовая банка) и в кровле с *Pentamerus estonus* (= *P. oblongus* = эстонусовый слой). Эти критерии границ успешно использовались в течение длительного времени. Теперь, когда буровыми скважинами вскрыты новые разрезы, отличающиеся от разрезов в районе выхода горизонта, и

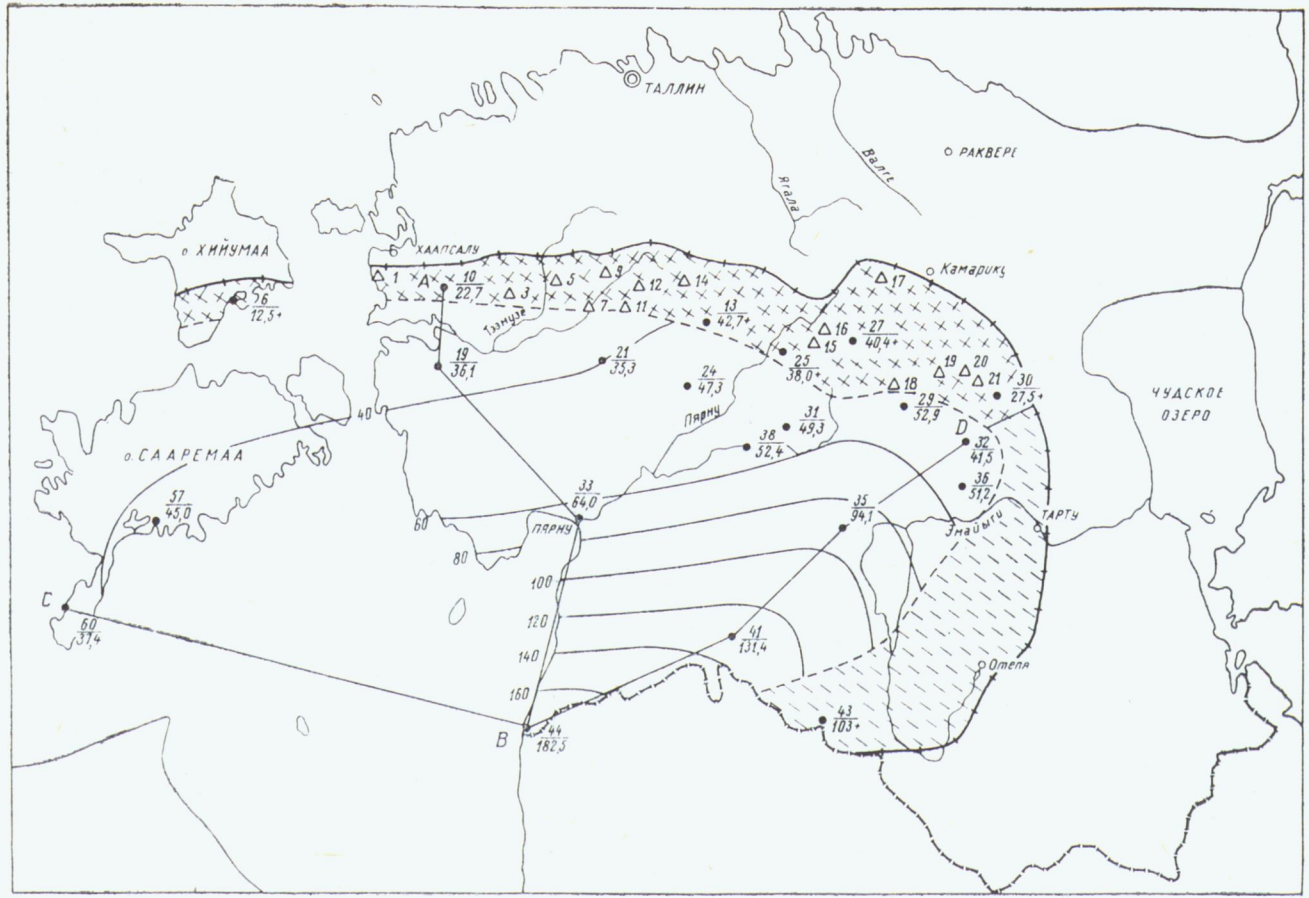



Рис. 59. Схематическая карта выходов, обнажений, буровых скважин и мощностей райккюлаского горизонта.

Условные обозначения см. рис. 56; нумерация обнажений и скважин соответствует приведенной в табл. 29 и 30. По линиям *A* — *B* и *C* — *D* составлен рис. 60.

уточнено распространение фауны, эти критерии уже недостаточны и не позволяют точно определять объем горизонта.

Нижняя граница подробно охарактеризована в предыдущем разделе, в части, касающейся объема юруского горизонта. Отметим здесь только, что на данном уровне изученности объем райккюлаского горизонта следует, согласно предложению Х. Нестора и Э. Кала (1968), несколько уменьшить, отнеся каринуские слои [соответствуют большей части пускуской пачки по Э. Юргенсон (1966)] к юрускому горизонту. В соответствии с этим нижняя граница райккюлаского горизонта проводится по кровле тамсалуской (севернее линии Пярну—Пуйату—Паламузе), варболаской (севернее линии Тахкуранна—Вильянди—Лаэва) и ыхнеской свит юруского горизонта.

Литологически эта граница весьма четкая: афанитовые известняки вингутаской или стуриской пачки лежат на глинистых или различных детритовых, частично комковатых известняках и мергелях юруского горизонта. В Эстонской структурно-фациальной зоне эта граница выражена и поверхностью перерыва. В наиболее северных разрезах (скв. Орьяку, Мартна, Кирикукюла, Эйамаа и др.) между биогермными и детритовыми породами хиллистеской (или каринуской) пачки и вингутаскими афанитовыми известняками залегает слой мергеля или домерита (верхи бывшей пускуской пачки; Э. Юргенсон, 1966).

Из палеонтологических критериев наибольшее значение имеет появление в низах райккюлаского горизонта в южных, а также в некоторых более северных скважинах (Пярну, Сурвакюла, Кирикукюла) граптолитов зоны *Pristiograptus cyphus*, особенно *Pribylograptus atavus*, *Pernerograptus revolutus* и некоторых других сопутствующих форм. Характерно также появление *Leveillites hartnageli*, *Bythocyproidea sarvi*, *Zygospiraella duboisi*.

Некоторое сомнение вызывает отнесение к райккюласкому горизонту стуриской пачки (Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967), палеонтологически еще недостаточно изученной. Учитывая, что стуриская пачка на основе отдельных находок граптолитов коррелируется с низами райккюлаского горизонта в Средней Эстонии (Кальо, Вингисаар, 1969), в данной работе нижняя граница горизонта проведена по ее подошве. Это положение границы совпадает с резкой сменой литологического состава отложений на обширной территории Прибалтики, которая может служить хорошим дополнительным критерием для определения подошвы горизонта.

Верхняя граница горизонта на большей части территории Эстонии хорошо устанавливается по смене литологического облика отложений — по замещению различных известняков мергелями и глинами адавереского горизонта. В Средней и Восточной Эстонии литологические различия не везде достаточно резкие, но для проведения границы почти всегда можно использовать один из следующих палеонтологических критериев: появление в низах адавереского горизонта *Pentamerus oblongus* или граптолитов зоны *Spirograptus turriculatus*, либо присутствие в верхних слоях райккюлаского горизонта последних представителей *Climacograptus*, *Rhadinograptus jurgensonae*, *Stricklandia lens* forma b, *Zygospiraella duboisi*.

Стратотипом горизонта является обнажение Райккюла-Пака (см. рис. 59 и табл. 29).

**Распространение и мощность.** Райккюлаский горизонт распространен в пределах почти всей территории Эстонии южнее линии, проходящей примерно через Орьяку, Унгру, Рапла и Ракке, кроме юго-восточной части, начиная от Тарту и Отепя (рис. 59). В Средней Эстонии го-

Таблица 29

**Основные обнажения райккюлаского горизонта**

| Номер обнажения на рис. 59 | Обнажение | Пачка | Мощность разреза, м | Тип обнажения |
|---|---|---|---|---|
| 1 | Матсукюла | Вингутаская | 2,5 | Карьер |
| 2 | Ванакюла | „ | 1,7 | „ |
| 3 | Кулламаа | Кулламааская | 1,0 | „ |
| 4 | Пакамяги | Кулламааская и вингутаская | 3,5 | Обрыв |
| 5 | Вингута | Вингутаская | 2,2 | Карьер |
| 6 | Оргита | Кулламааская | 1,2 | „ |
| 7 | Мыйзамаа | „ | 2,5 | „ |
| 8 | Нийда | Вингутаская | 2,5 | „ |
| 9 | Рийдаку | „ | 1,8 | „ |
| 10 | Ялазе | „ | 1,8 | „ |
| 11 | Липа | Кулламааская | 1,4 | „ |
| 12 | Райккюла | „ | 3,1 | „ |
| 13 | Райккюла-Пака | „ | 2,4 | Обрыв |
| 14 | Кеава | „ | 4,8 | Карьер |
| 15 | Мюнди | „ | 5,2 | „ |
| 16 | Водья | Вингутаская | 4,8 | „ |
| 17 | Ярва-Яани | „ | 2,5 | „ |
| 18 | Калана | Кулламааская | 1,7 | „ |
| 19 | Кааве | „ | 1,0 | Берег реки |
| 20 | Йыгева | Вингутаская | 1,3 | „ „ |
| 21 | Эллаквере | „ | 1,2 | Карьер |

ризонт выходит в виде полосы широтного направления. Наиболее известные обнажения приведены в табл. 29 и на рис. 59.

Райккюлаский горизонт вскрыт многими буровыми скважинами. Наиболее важные из них приведены в табл. 30.

Мощность горизонта, сравнительно постоянная в Средней Эстонии (35—50 м), по линии Пярну—Тарту быстро увеличивается в южном направлении до 75 м, а в районе г. Вильянди — до 90 м. Наибольшая мощность горизонта (182,5 м) установлена в скв. Икла на границе с Латвией.

В распределении мощностей горизонта хорошо прослеживается основной структурный план территории, который указывает на определяющую роль тектонического режима в осадконакоплении. Так, в пределах Эстонской моноклинали мощности сравнительно небольшие и постоянные, тогда как в Южно-Эстонском прогибе они значительно увеличены. Исходя из известных конкретных значений мощности, можно предполагать, что ось прогиба (наибольшего прогибания) проходила в райккюлаское время по линии Отепя—Икла.

**Общая литологическая характеристика.** Райккюлаский горизонт сложен в основном известняками и доломитами, значительно менее глинистыми, чем подстилающие юруские или покрывающие адавереские породы. Аналогично другим горизонтам, глинистость отложений и здесь увеличивается в юго-западном направлении, а наиболее значительная примесь песчано-алевритовых частиц наблюдается в северо-восточной части района распространения горизонта. В вертикальном разрезе горизонта в содержании терригенного материала отмечаются два максимума: первый — в самых низах, второй — в средней части разреза. Последний разделяет разрез горизонта на два цикла, начинаю-

Таблица 30

**Мощность райккюлаского горизонта в разрезах буровых скважин**

| Номер скважины на рис. 59 | Скважина | Мощность, м | Интервал залегания пачек, м | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | кулламааской | вингутаской | мергелевой | иклаской | ремтской | стуриской |
| 6 | Орьяку | 12,5+ | — | 2,0—14,5 | — | — | — | — |
| 10 | Мартна | 22,7+ | 2,0—14,5 | 14,5—24,7 | — | — | — | — |
| 13 | Кяру | 42,7+ | 5,3—28,0 | 28,0—48,0 | — | — | — | — |
| 19 | Кирикукюла | 36,1 | 50,3—65,7 | 65,7—86,4 | — | — | — | — |
| 21 | Нурме | 35,3 | 41,0 . . . . . | . . . . . 76,3 | — | — | — | — |
| 24 | Рыуза | 47,3 | 37,7—59,3 | 59,3—85,0 | (?59,3— 60,3) | — | — | — |
| 25 | Эйамаа | 38,0+ | 1,8—25,1 | 25,1—39,8 | (?25,1— 27,2) | — | — | — |
| 27 | Пяйнурме | 40,4+ | 3,6 . . . . . | . . . . . 44,0 | — | — | — | — |
| 29 | Сулуствере | 52,9 | 19,0—25,6 | 25,6—71,9 | — | — | — | — |
| 30 | Паламузе | 27,5+ | — | 40,3—67,8 | — | — | — | — |
| 32 | Курси | 41,5 | 24,2—35,4 | 35,4—65,7 | — | — | — | — |
| 33 | Пярну | 64,0 | — | 125,6—189,6 | 152,9—168,9 | — | — | — |
| 35 | Сурвакюла | 94,1 | 63,2—98,2 | 98,2—157,3 | (?98,2—115,6) | — | — | — |
| 36 | Лаэва | 51,2 | — | 44,4—95,6 | — | — | — | — |
| 38 | Ванаыуэ | 54,4 | 20,7—44,6 | 44,6—75,1 | (?44,6—54,0) | — | — | — |
| 41 | Абья | 131,4 | 170,4—189,5 | 189,5—243,7 | 243,7—262,3 | 262,3—267,5 | 267,5—281,2 | 281,2—301,8 |
| 43 | Хольдре | 130,0+ | — | 286,0 . . . . . | . . . . . 297,6 | 297,6—348,6 | 348,6—360,0 | 360,0—389,0 |
| 44 | Икла | 182,5 | 311,5—322,3 | 322,3—365,7 | 365,7—397,5 | 397,5—459,4 | 459,4—478,0 | 478,0—494,0 |
| 57 | Кингисепп | 45,0 | 216,9—240,5 | 240,5—261,9 | — | — | — | — |
| 60 | Охесааре | 37,4 | — | — | 372,6—410,0 | — | — | — |

Таблица 31

**Состав раковинной фаунулы райккюлаского горизонта**

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H |
|---|---|---|---|
| Stromatoporoidea | | | |
| *Labechia venusta* | | + | |
| *Pachystylostroma estoniense* | + | + | |
| *P. opiparum* | | + | |
| *Forolinia brevis* | + | + | |
| *F. implana* | | + | |
| **F. paka** | | + | |
| *Clathrodictyon kudriavzevi* | + | + | |
| *Cl. boreale* | + | + | |
| *Cl. turritum* | + | + | |
| **Cl. clivosum** | | + | |
| *Ecclimadictyon macrotuberculatum* | + | + | |
| *Intexodictyon avitum* | | + | + |
| *I. olevi* | | + | |
| Tabulata | | | |
| *Palaeofavosites alveolaris* | + | + | + |
| *Pf. limbergensis* | + | + | + |
| *Pf. balticus* | + | + | + |
| *Pf. mirus* | + | + | |
| *Pf. raikuelaensis* | | + | |
| *Mesofavosites multiporus* | | + | |
| **Favosites gothlandicus** | | + | + |
| *F. privatus* | | + | |
| *F. subfavosus* | | + | |
| *F. praemaximus* | | + | |
| *Multisolenia temperans* | | + | |
| *M. tortuosa* | | + | |
| *M. tortuosaeformis* | | + | |
| **Parastriatopora celebrata** | | + | |
| *P. mirifica* | | + | |
| *Syringopora* sp. | | + | |
| *Vacuopora kaljoi* | | + | |
| *Catenipora copulata* | | + | |
| *Sinopora operta* | | + | |
| Rugosa | | | |
| *Brachyelasma* sp. | + | + | |
| *Rhegmaphyllum whittardi* | + | + | |
| *Onychophyllum* sp. | | + | |
| *Densiphyllum* sp. | | + | |
| *Neocystiphyllum* sp. | | + | |
| *Paliphyllum karinuensis* | + | + | |
| *P.* sp. | + | + | |
| **Strombodes schrencki** | | + | |
| Bryozoa | | | |
| *Hallopora wesenbergiana* | | + | |
| *Diplotrypa* sp. | | + | |
| *Mesotrypa* sp. | | + | |
| *Eridotrypa* sp. | + | + | |
| *Semicoscinium fragilis* | + | + | |
| *Ensipora* sp. | ? | + | |
| *Ptilodictya lanceolata* | + | + | + |
| *Graptodictya* sp. | + | + | |
| *Pachydictya ambigua* | + | + | |
| *Hemipachydictya* sp. | + | + | |
| *Helopora* sp. | + | + | + |
| *Moyerella* sp. | | + | |

*Продолжение табл. 31*

| Виды | $G_{1-2}$ | $G_3$ | H |
|---|---|---|---|
| Brachiopoda | | | |
| *Hesperorthis imbecilla* | + | + | |
| *Platystrophia* cf. *brachynota* | | + | |
| *Dalejina* sp. | | + | |
| *Parastrophinella indistincta* | + | + | + |
| **Stricklandia lens forma b** | | + | |
| *Pentamerus pumilus* | | + | |
| *P. oblongus* | | ? | + |
| *Clorinda undata* | + | + | |
| *Stegorhynchella borealis* | + | + | + |
| *Zygospiraella duboisi* | + | + | |
| *Atrypa hedei* | | + | + |
| *Atrypopsis reclinis* | + | + | |
| *Meristina* cf. *tumida* | | + | |
| *Meifodia ovalis* | | + | |
| *Fardenia* sp. | | + | |
| *Leangella* sp. | | + | |
| *Eoplectodonta* sp. | | + | |
| Trilobita | | | |
| *Proetus* cf. *distans* | | + | |
| *Otarion* sp. | | + | + |
| *Deiphon* sp. | + | + | |
| *Encrinurus* sp. | | + | |
| *Calymene* sp. a | + | ? | |
| *Acernaspis elliptifrons* ? | | + | + |
| *A. rectifrons* | | + | |
| *A. incerta* | | + | |
| *Leonaspis* sp. | | + | + |
| Ostracoda | | | |
| *Herrmannina hisingeri* | | + | |
| *H. keyserlingi* | | + | |
| *Paraparchites tenuicostatus* | + | + | + |
| **Craspedobolbina permira** | | + | |
| *Bolbibollia estona* | | + | |
| *Aitilia senecta* | + | + | |
| *Bingeria pristina* | | + | |
| *Polyzygia estonica* | + | + | |
| *Microcheilinella lubrica* | + | cf. | |
| **Bythocyproidea sarvi** | cf. | + | |
| *Silenis estonus* | + | + | |
| *Neoprimitiella litvaensis* | + | + | + |
| *Altha modesta* | ? | + | + |
| Varia | | | |
| *Murchisonia subalata* | | + | |
| *Cyclocyclicus raikülense* | | + | |

щихся более глинистыми породами и заканчивающихся почти чистыми разностями известняков или доломитов. Эта цикличность проявляется независимо от общего фона глинистости.

В горизонте широко представлены биохемогенные микро- и скрытокристаллические известняки, мелкокристаллические доломиты (вингутаская и икласка пачки) и кулламааские плитчатые мелко- и крупнодетритовые известняки и доломиты. В южном направлении количество детрита уменьшается. С кулламааской свитой в Западной и Средней Эстонии связаны небольшие биогермы.

В средних и восточных районах распространения горизонта породы сильно доломитизированы.

**Палеонтологическая характеристика.** По сравнению с некоторыми другими горизонтами количество видов в списке раковинной фаунулы райккюлаского горизонта невелико — всего около ста (табл. 31). Тем не менее и в фаунистическом отношении горизонт весьма интересен, так как в его пределах выявляются три разные ассоциации фауны: в наиболее прибрежных частях бассейна, в зоне развития отмельной фации, широко распространены различные бентонные группы фауны, такие, как кораллы и строматопороидеи, встречающиеся совместно с другими группами раковинной фауны. Эта ассоциация распространяется в районе выхода горизонта и в непосредственно прилегающей к нему местности. Следующая за ней в сторону открытого моря зона мелководья населена в основном брахиоподами, малочисленными остракодами и трилобитами и, что особенно характерно для райккюлаского горизонта, дендроидеями, находимыми в глинистых прослойках карбонатных пород. Северная граница ареала этой характерной для Средней Эстонии ассоциации довольно сложная. Наиболее удаленная от берега зона мелководного моря населена граптолитами и редкими брахиоподами. На юге Эстонии открытоморская фация представлена не сплошной пачкой, а многочисленными прослоями, заключенными в карбонатные отложения, которые в пределах Латвии соединяются в сплошную толщу.

По наличию характерных групп фауны охарактеризованные выше ассоциации можно назвать соответственно коралловой, брахиоподовой и граптолитовой. В каждой ассоциации имеются свои доминанты и руководящие для горизонта виды. В коралловой ассоциации наиболее характерны строматопороидеи *Clathrodictyon clivosum*, *Ecclimadictyon macrotuberculatum*, группа видов *Forolinia paka*, табуляты *Favosites gothlandicus*, *Parastriatopora celebrata*, ругозы *Paliphyllum karinuensis*, *Strombodes schrenki* и др.

В брахиоподовой ассоциации ведущими являются брахиоподы *Stricklandia lens* forma b, *Zygospiraella duboisi*, *Pentamerus pumilus*, дендроидеи *Rhadinograptus jurgensonae*, *Leveillites hartnageli* и *Inocaulis* sp. Встречаются и кишечнополостные, особенно *Densiphyllum* sp., а также *Favosites gothlandicus* и *Ecclimadictyon macrotuberculatum*, из остракод наиболее характерны *Bythocyproidea sarvi*, *Craspedobolbina permira* и *Bolbibollia estona*.

В граптолитовой ассоциации кроме граптолитов, в основном представителей зон *Pristiograptus cyphus* и *Demirastrites triangulatus*, в карбонатных прослоях встречаются брахиоподы *Clorinda undata*, *Meifodia ovalis*, *Eoplectodonta* sp. и некоторые другие. Распространение брахиопод охарактеризовано более подробно в III главе.

В вертикальном распространении фауны существенных изменений не наблюдается. Наоборот, распространение ассоциаций и фациальная характеристика указывают на единство горизонта и поэтому необходимость в биостратиграфическом подразделении его на подгоризонты отпадает. Подмеченные различия в распространении фауны в основном фациальные и должны учитываться при литостратиграфическом подразделении горизонта на свиты.

**Подразделения.** Попытки стратифицировать райккюлаский горизонт и выделить более мелкие подразделения предпринимались неоднократно. По существу, уже Ф. Шмидт (Schmidt, 1881), говоря о нижних плитчатых и верхних коралловых известняках, подразделил горизонт на две части.

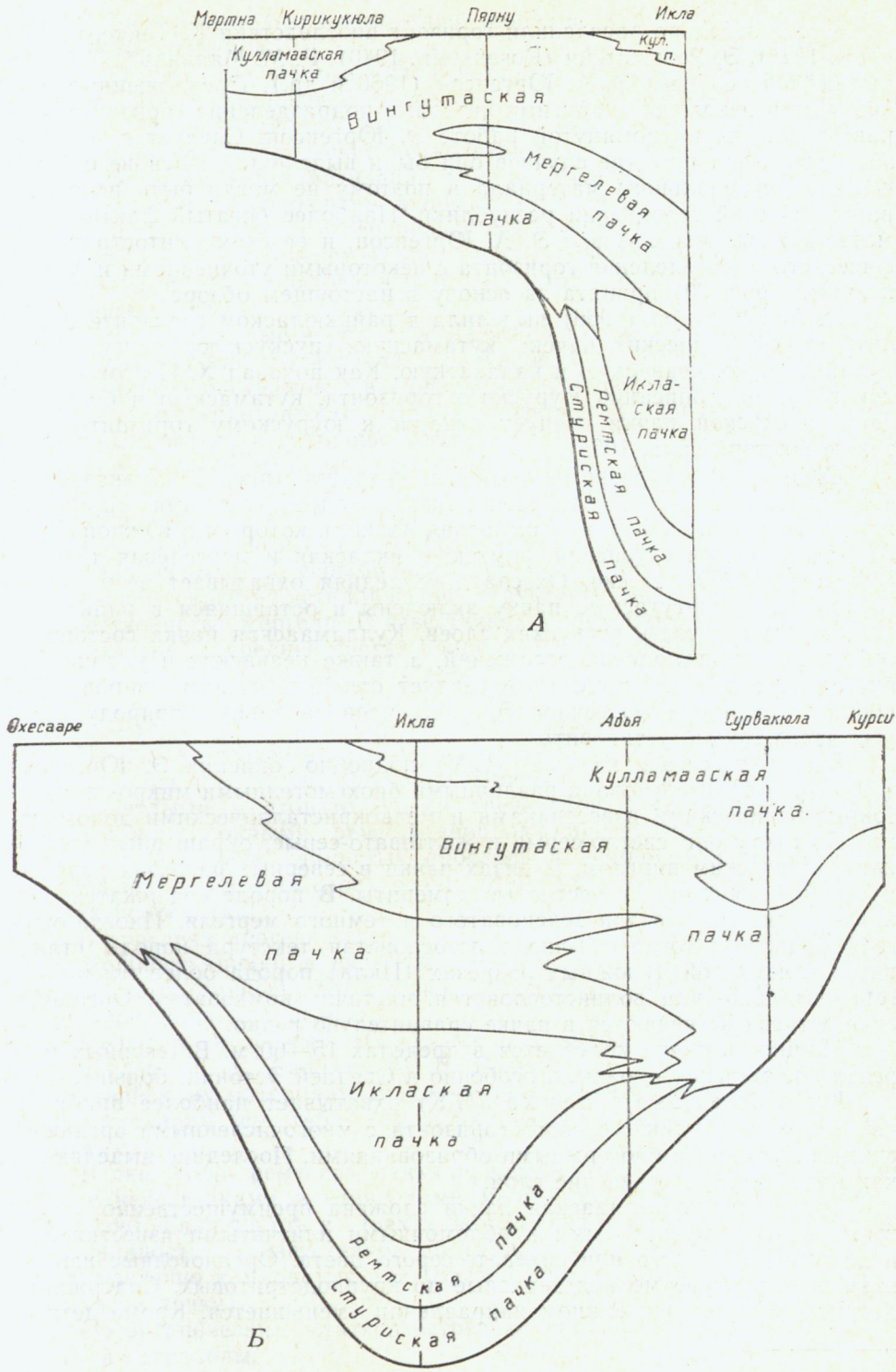



Рис. 60. Схема стратиграфического подразделения райккюлаского горизонта.
*А* — по линии *А — В*, *Б* — по линии *С — D* рис. 59.

Более детально расчленили горизонт впоследствии К. Тейхерт (Teichert, 1928), Э. Розенштейн (Rosenstein, 1940), Р. М. Мянниль*, А. Ораспыльд** и особенно Э. А. Юргенсон (1966 и др.). Предложенные названными и некоторыми другими авторами подразделения горизонта охарактеризованы в упомянутой работе Э. Юргенсон. Следует лишь сказать, что в большинстве случаев они были выделены на основе ограниченного регионального материала и поэтому не могли быть использованы для всей территории республики. Наиболее богатый фактический материал был использован Э. А. Юргенсон, и ее схема литостратиграфического подразделения горизонта с некоторыми уточнениями и дополнениями (рис. 60) принята за основу в настоящем обзоре.

Э. А. Юргенсон (1966) выделила в райккюласком горизонте шесть литостратиграфических пачек: кутамаскую, пускускую, вингутаскую, кулламааскую, кеаваскую и калапаскую. Как показал Х. Нестор в данной главе при описании юруского горизонта, кутамаскую и большую часть пускуской пачки следует отнести к юрускому горизонту (см. также Нестор, Кала, 1968).

Сопоставление разрезов буровых скважин (рис. 61) показывает, что основными литостратиграфическими подразделениями горизонта являются вингутаская и кулламааская пачки, к которым в Южной Эстонии добавляются стуриская, ремтская, иклаская и мергелевая (Кальо, Вингисаар, 1969). В скв. Охесааре последняя охватывает весь разрез горизонта. В вингутаскую пачку включены и оставшаяся в райккюласком горизонте часть пускуских слоев. Кулламааская пачка состоит из собственно кулламааских отложений, а также кеаваских и калапаских биогермных пород. Кроме того, следует отметить доломитизированные породы Средней и Восточной Эстонии, первоначальную природу которых часто трудно установить.

Вингутаская пачка ($G_3V$) подробно описана Э. Юргенсон (1966) и охарактеризована различными биохемогенными микро- и скрытокристаллическими известняками и мелкокристаллическими доломитами. По цвету они светло-серые и желтовато-серые, окрашенные микрокристаллическим пиритом. В низах пачки в северных разрезах развиты пускуские мергели и известковые домериты. В породе содержатся тонкие извилистые прослои зеленоватого и темного мергеля. Иногда мергеля больше и тогда обычно толстослоистая текстура породы становится комковатой. В южных разрезах (Икла) порода более глинистая, горизонтально- или волнистослоистая, частично комковатая. Органические остатки встречаются в пачке сравнительно редко.

Мощность пачки колеблется в пределах 15—60 м. В северных разрезах она меньше, в южных, особенно в Средней Эстонии, больше.

Кулламааская пачка ($G_3K$) охватывает наиболее прибрежные отложения райккюлаского горизонта с многочисленными органическими остатками и биогермными образованиями. Последние выделяются как калапаские и кеаваские слои.

Собственно кулламааская пачка сложена преимущественно детритовыми, реже афанитовыми и обломочными плитчатыми известняками и доломитами белого или синевато-серого цвета. Органогенные известняки по структуре мелкодетритовые до крупнодетритовых. Содержание детрита (30—40%) в южном направлении уменьшается. Кроме детрит-

---

* R. Männil. Gotlandium Lihuveski puuraugus. 1949. Рукопись. Фонд ИГ АН ЭССР.

** A. Oraspõld. Raikküla lademe geoloogia Lääne-Eestis. 1950. Рукопись. Фонд ТГУ.

ности для кулламааских отложений наиболее характерна горизонтальнослоистая текстура.

Кеаваские биогермные отложения установлены в Кеава, Липа и Мюнди. В преобладающей части они сложены доломитизированными известняками. В районах, где доломитизация менее сильная (Липа), это — микрокристаллические мелкодетритовые светло-серые известняки. В районе сильной доломитизации (Кеава, Мюнди) пачка сложена желтовато-серыми кавернозными доломитами. Почти весь детрит выщелочен. Весьма вероятно, что первоначально детритовые породы этой пачки, богатые остатками скелетов кораллов, строматопороидей, криноидей, брахиопод и др., образовались в результате разрушения биогермов (Юргенсон, 1966).

Сами биогермные породы составляют каланаские слои, распространенные в окрестностях Калана и р. Кааве. Они состоят из детритовых известняков и биогермов с включениями линз зеленого мергеля. Встречаются и мелкодетритовые сильно перекристаллизованные «мраморовидные» известняки с хорошо окатанным детритом, почти не содержащие терригенный материал. С известняками связаны многочисленные кремневые конкреции различной формы (Юргенсон, 1958). Мощность каланаских органогенных отложений 4—5 м.

Мергелевая пачка ($G_3M$) сложена в основном зеленовато- или желтовато-серыми и серыми комковатыми глинистыми известняками мелко- или скрытокристаллической структуры, местами переходящими в известковистые мергели. В известняках много прослоев мергеля, которые в нижней и средней частях пачки более мощные и могут доминировать. Мощность пачки в скв. Охесааре 37 м. В скв. Пярну, Икла и в других южных и юго-западных разрезах эта пачка представлена только отдельными более или менее мощными пластами.

Иклаская пачка ($G_3I$) установлена только в скважинах Южной Эстонии (см. табл. 30; Кальо, Вингисаар, 1969). Пачка представлена светлыми желтовато-серыми среднеслоистыми афанитовыми известняками с ровными, реже волнистыми прослоями серого и бурого мергеля. Мощность глинистых прослоев и вообще глинистость пород наибольшая в нижних слоях пачки. Микроструктура известняков почти всегда полосчатая.

В прослоях мергеля встречаются в большом количестве граптолиты.

Мощность пачки в скв. Икла 61,9 м, а в северном направлении очень быстро уменьшается и в скв. Абья она установлена только в виде трех маломощных прослоев.

Ремтская пачка ($G_3R$), как и следующая стуриская, впервые установлена Л. К. Гайлите, М. В. Рыбниковой и Р. Ж. Ульст (1967) по латвийскому материалу. В Эстонии эти пачки установлены в нескольких скважинах (см. табл. 30), и их разрезы ничем не отличаются от типовых.

В скв. Икла ремтская пачка представлена чередующимися глинистыми известняками и глинистыми мергелями, причем последние преобладают. Глинистость в слоях может сильно варьировать: встречаются разновидности от известняков до глин. Породы окрашены в зеленый цвет, частично комковатые или горизонтальнослоистые (больше в верхней части пачки).

Из органических остатков встречаются редкие граптолиты, брахиоподы и остракоды.

Стуриская пачка ($G_3S$) сложена светлыми желтовато-серыми афанитовыми известняками с многочисленными пиритизированными ходами червей. Текстура в нижней части пачки тонкослоистая, комкова-

тая, в верхней — волнистослоистая. Мощность прослоев зеленого мергеля уменьшается с 2 см в низах до 0,3 см в кровле пачки.

Органические остатки весьма редки. Установлены только единичные граптолиты и остракоды.

## АДАВЕРЕСКИЙ ГОРИЗОНТ

= Zone 6 — Schmidt, 1858;
= Estonus-Schicht — Schmidt, 1881;
= Addifer formation — Twenhofel, 1916;
= Adavere lade — Bekker, 1922;
= слои Адавере — Соколов, 1951;
= адавереский горизонт — Аалоэ, 1958.

Адавереский горизонт охватывает позднелландоверийские отложения, залегающие между райккюласким и яниским горизонтами. Севернее и восточнее линии, проходящей через Кирикукюла, Эйдапере, Пярну, Хяэдемээсте, горизонт представлен преимущественно пентамеровыми глинистыми известняками и эпигенетическими доломитами, западнее — мергелями и глинами. Часто встречаются маломощные прослои метабентонита. Нижняя граница проводится по кровле куллемааской, мергелевой или вингутаской пачки и по появлению *Pentamerus oblongus* в карбонатных породах и граптолитов зоны *Spirograptus turriculatus* в глинистых породах. Граница четкая также по кораллам, остракодам и другим группам фауны. Верхняя граница проводится в литологически однородной толще мергелей по появлению граптолитов зоны *Cyrtograptus murchisoni* в тыллаской пачке яниского горизонта или по смене комплексов раковинной фауны. Часто граница маркируется прослоем метабентонита, но в целом верхняя граница адавереского горизонта устанавливается с трудом. Горизонт подразделяется на адаверескую и велизескую свиты. В первой выделяются румбаская, мыхкюлаская и тырвеская пачки.

**Объем и границы.** Первоначально адавереский горизонт охватывал отложения, выделенные Ф. Шмидтом как зона 6 или как эстонусовые слои (см. синонимику). В качестве таковых они довольно четко прослеживались в районе выходов по присутствию *Pentamerus oblongus*.

Изучение кернов глубоких буровых скважин, заложенных южнее выходов и на островах (скв. Тори, Мустъяла и др.), показало, однако, что горизонт имеет более сложное строение. А. Аалоэ (1960) значительно детализировал расчленение горизонта, выделив в нем два крупных литофациальных района: западный с глинистыми отложениями (мергели, глины) и восточный с карбонатными (известняки, доломиты). Им же верхняя граница горизонта была впервые проведена по литологическим признакам на уровне самого верхнего прослоя метабентонита. Впоследствии было показано (Кальо, 1962), что литологические критерии для определения этой границы недостаточны, так как литология пограничной толщи однообразна, а прослоев метабентонита в ней много (см. Юргенсон, 1964).

Нижняя граница сравнительно полно охарактеризована при описании верхней границы райккюлаского горизонта. Здесь следует только подчеркнуть, что хотя эта граница в общем довольно четкая (появление *Pentamerus oblongus* и большого комплекса другой фауны), все же на отдельных участках литологически довольно изменчивая (переслаивание разных типов пород, многочисленные поверхности перерыва, следы червей, прослои обломочных известняков и др.), что затрудняет ее проведение.

Установление верхней границы адавереского горизонта в том случае, если она не маркируется граптолитами, связано с значительными трудностями, и вопрос о ее проведении в настоящее время еще нельзя считать решенным.

В открытоморской фации кровля адавереского горизонта соответствует кровле лландоверийского яруса (Кальо, 1962). В скв. Охесааре

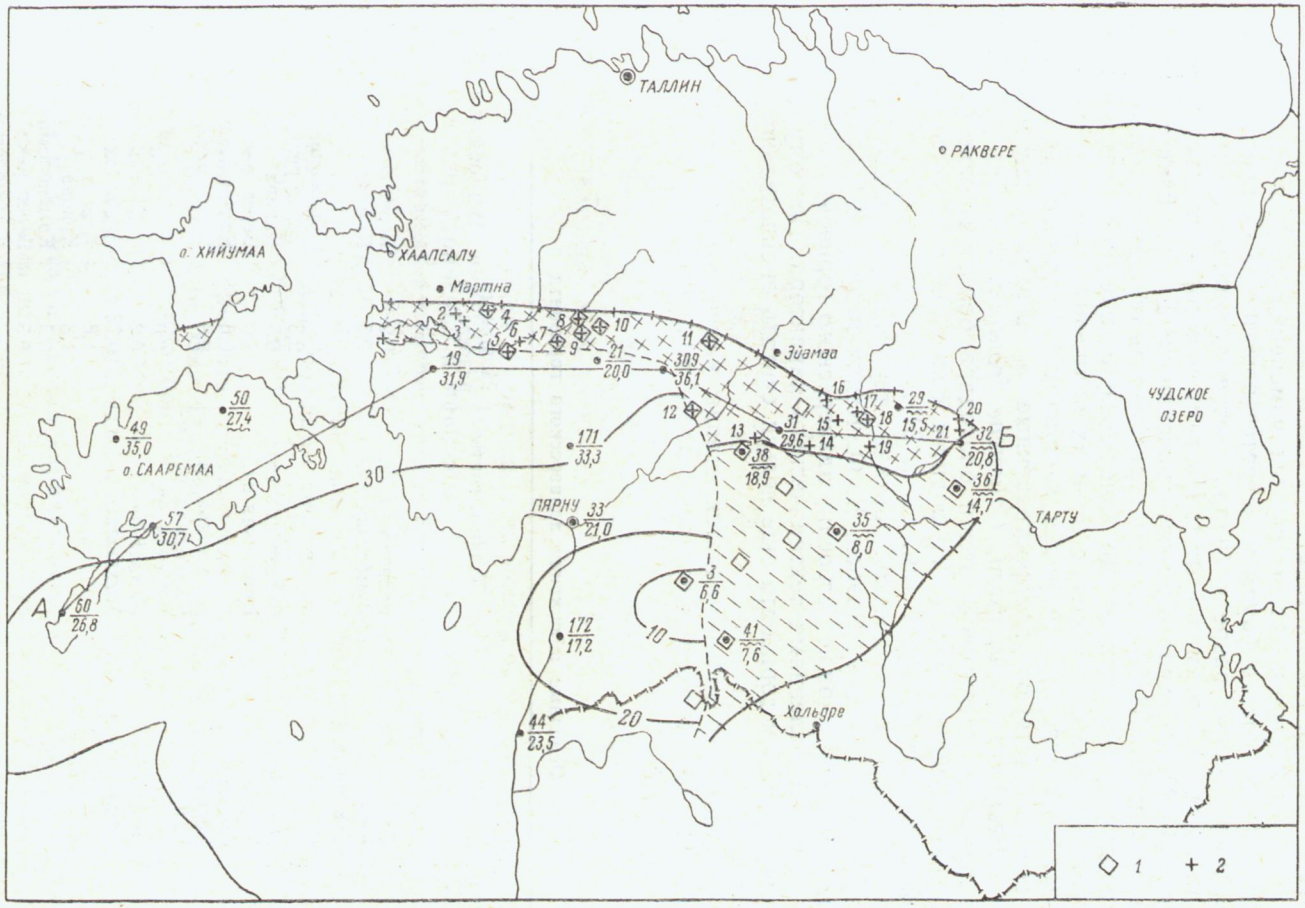



Рис. 62. Схематическая карта выходов, обнажений, буровых скважин и мощностей адавереского горизонта.
Условные обозначения см. рис. 56. Кроме того: *1* — места находок *Pentamerus oblongus*; *2* — обнажения, карьеры и др. Нумерация обнажений и скважин соответствует приведенной в табл. 32 и 33. По линии *А — Б* составлен рис. 63.

(рис. 64) на этом уровне кроме смены состава граптолитов (появляется ассоциация зоны *Cyrtograptus murchisoni*; в верхах адавереского горизонта обнаружены лишь единичные граптолиты) происходит некоторое изменение литологии — зеленые мергели сменяются коричневатыми аргиллитами (Аалоэ, Кальо, 1962).

В переходной фации литологических изменений на границе почти не наблюдается, а состав фауны изменяется постепенно на протяжении значительного отрезка разреза (напр., состав ассоциации остракод в скв. Пярну, Карья-Пярсамаа и др.). Поэтому некоторые предварительные данные Р. М. Мянниля о распространении кислотоустойчивых микрофоссилий (см. гл. III) заставляют пересмотреть обоснование положения рассматриваемой границы. До этой ревизии основанием для проведения границы служит появление в низах яникского горизонта *Resserella concavoconvexa, Plagiorhyncha subanaloga, Encrinurus punctatus* и др., где отсутствуют распространенные в верхах адавереского горизонта *Hesperorthis davidsoni, Calymene frontosa, Porpites porpita* и др. В разрезах детритовой фации благодаря большему количеству органических остатков граница проводится более легко, на основании различий в составе фаунулы (см. табл. 34).

Новые данные геологической съемки территории Юго-Западной Эстонии (материалы А. Р. Вяэрси, К. Ф. Каяка и др., 1969 г.) также указывают на более сложное строение адавереского горизонта, обусловленное, вероятно, явлениями тектонического характера. Поэтому в настоящее время объем горизонта еще нельзя считать окончательно установленным.

Стратотипом горизонта является старая каменоломня в Адавере (№ 17 на рис. 62), в настоящее время почти полностью заросшая ку-

Таблица 32

**Основные обнажения адавереского горизонта**

| Номер обнажения на рис. 62 | Обнажение | Пачки и свиты | Мощность разреза, м | Тип обнажения |
|---|---|---|---|---|
| 1 | Саастна | Велизеская св. | 0,2 | Берег моря |
| 2 | Кескверe | Румбаская пч. | 0,5 | Каменоломня |
| 3 | Таммикээре | „ „ | 0,5 | „ |
| 4 | Пяри | „ „ | 0,5 | Обнажение |
| 5 | Румба | „ „ | 2,5 | Берег реки |
| 6 | Лятикюла | Велизеская св. | 0,5 | Канава |
| 7 | Пяэрду | Румбаская пч. | 1,0 | Берег реки |
| 8 | Сымеру | „ „ | 0,6 | Каменоломня |
| 9 | Велизе | Велизеская св. | 2,3 | Берег реки |
| 10 | Валгу | Велизеская и румбаская пч. | 2,0 | „ „ |
| 11 | Кяру | Румбаская пч. | 0,2 | „ „ |
| 12 | Вяндра | Мыхкюлаская пч. | 0,75 | „ „ |
| 13 | Навести | „ „ | 1,8 | „ „ |
| 14 | Ряпп-Ягау | „ „ | 1,3 | Канава |
| 15 | Витсъярве | „ „ | 0,5 | Каменоломня |
| 16 | Таадиквере | „ „ | 0,5 | Берег реки |
| 17 | Адавере | „ „ | 0,3 | Каменоломня |
| 18 | Мыхкюла | „ „ | 3,5 | Карьер |
| 19 | Камари | „ „ | 1,2 | Берег реки |
| 20 | Йыуне | Тырвеская „ | 0,2 | „ „ |
| 21 | Тырве | „ „ | 0,5 | Карьер |

Таблица 33

**Мощность адавереского горизонта в буровых скважинах**

| Номер скважины на рис. 62 | Скважина | Мощность горизонта, м | Интервал залегания свит и пачек, м | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | велизеской св. | румбаской пч. | мыхкюлаской пч. | тырвеской пч. |
| 19 | Кирикукюла | 31,9 | 18,4— 38,0 | 38,0— 50,3 | — | — |
| 21 | Нурме | 20,0 | 21,0— 34,8 | 34,8— 41,0 | — | — |
| 29 | Сулуствере | 15,5+ | — | — | 3,5— 19,0 | — |
| 31 | Выхма | 29,6+ | — | — | 1,5— 31,6 | — |
| 32 | Курси | 20,8+ | — | — | 3,4— 7,0<br>15,0— 24,2 | 7,0—15,0 |
| 33 | Пярну * | 21,0 | 104,6—124,9 | 124,9—125,6 | — | — |
| 35 | Сурвакюла | 8,0+ | — | — | 55,2— 63,2 | — |
| 36 | Лаэва | 14,7+ | — | 34,3— 44,4 | — | 29,7—34,3 |
| 38 | Ванаыуэ | 18,9+ | — | — | 1,8— 20,7 | — |
| 41 | Абья | 7,6+ | — | — | 162,8—170,4 | — |
| 44 | Икла | 23,5 | 288,0—311,5 | — | — | — |
| 49 | Мустъяла | 35,0 | 85,8—120,8 | — | — | — |
| 57 | Кингисепп | 30,7 | 186,2—216,9 | — | — | — |
| 60 | Охесааре | 26,8 | 345,8—372,6 | — | — | — |
| 3 | Канакюла ** | 6,6 | — | — | 117,7—124,3 | — |
| 171 | Аре ** | 33,3 | 49,0— 78,0 | 78,0— 82,3 | — | — |
| 172 | Хяэдемээсте ** | 17,2 | 214,3—218,7 | 218,7—231,5 | — | — |
| 309 | Эйдапере *** | 36,1 | 20,2— 24,1;<br>31,2— 33,2 | 16,3— 20,2;<br>24,1—31,2;<br>33,2— 43,1 | 43,1— 49,4 | — |

* По данным Э. Кала, К. Менс, Л. Ундритс, П. Вингисаара, 1962 г.
** По данным А. Р. Вяэрси, К. Ф. Каяка и др., 1969 г.
*** По данным Х. А. Стумбура, С. О. Йыги и др., 1967 г.

старником и травой. Вероятно, тождественный разрез обнажается и в близлежащем карьере Мыхкюла (№ 18).

**Распространение и мощность.** Адавереский горизонт распространен в юго-западных и центральных районах Эстонии, на островах Сааремаа и Муху (см. рис. 62). Выход его протягивается в виде узкой полосы от бухты Матсалу до окрестностей Пуурманни северо-западнее г. Тарту. Наиболее важные обнажения и карьеры приведены в табл. 32.

Горизонт вскрыт большим числом буровых скважин, но в основном не на полную мощность. Наиболее важные скважины приведены в табл. 33.

Мощность горизонта сравнительно постоянная почти на всей изученной территории. Она изменяется в пределах 20—40 м, но большей частью составляет примерно 30 м. Только в ряде юго-западных скважин наблюдаются, по данным А. Р. Вяэрси, К. Ф. Каяка и др., заметно меньшие мощности, например в скв. Хяэдемээсте — 17,2 м, в скв. Канакюла — 6,6 м и т. д.

**Общая литологическая характеристика.** Адавереский горизонт сложен различными доломитами, афанитовыми и глинистыми известняками, мергелями, домеритами и глинами. По сравнению с подстилающими горизонтами в нем большее значение имеют глинистые разновидности пород. Содержание терригенного компонента в отложениях возрастает в юго-западном направлении в сторону открытоморской фации и снизу вверх по разрезу. Соответственно адавереская свита представлена в

большей части мыхкюласкими эпигенетическими доломитами, тырвескими афанитовыми известняками (отчасти доломитизированными), сымерускими и румбаскими илисто-детритовыми глинистыми известняками с прослоями мергелей, обломочных известняков и редко метабентонита. В частности, для адавереской свиты характерны илисто-биоморфные пентамеровые известняки. Судя по присутствию реликтовых структур и органических остатков, и доломитизированные в настоящее время породы первоначально были органогенными известняками.

Велизеская свита сложена главным образом мергелями и домеритами, западнее — также глинами (граптолитовыми аргиллитами); в виде прослоев встречаются глинистые известняки и многочисленные маломощные (большей частью $<0{,}5$ см) прослойки метабентонита.

**Палеонтологическая характеристика.** Остатки ископаемых организмов встречаются в адавереском горизонте часто. Только в некоторых районах они уничтожены сильной доломитизацией (особенно в мыхкюлаской пачке). По составу фаунулы адавереский горизонт наиболее богатый в силуре Эстонии. В нем установлено 185 видов (табл. 34 и 22), из которых более 30 относятся к граптолитам.

Свиты горизонта фаунистически сильно различаются. Адавереская свита характеризуется распространением ассоциации *Pentamerus oblongus* и других представителей фаунулы отмельной и детритовой фаций, в частности кораллов и строматопороидей. В велизеской свите распространены остракодо-брахиоподово-трилобитовая и в наиболее западных разрезах (скв. Охесааре, п-ов Курземе) — граптолитовая ассоциации.

Фаунула адавереской свиты является типовой для горизонта. Ф. Шмидт (Schmidt, 1881, стр. 45, 46) отметил в ней следующие наиболее важные виды: *Pentamerus estonus* Eichw. (= *P. oblongus* Sow.), *Orthoceras canaliculatum* Sow., *Syringopora bifurcata* (= *S.* sp.), *Calamopora gotlandica* (= *Favosites gothlandicus*), *Halysites* (= *Catenipora*) *distans*, *H.* (= *C.*) *exilis*, *Darvinia speciosa* Dyb. (= *Arachnophyllum diffluens* M. Edw. & H.), *Bronteus signatus* Phil. (= *Scutellum estonicum*), *Bellerophon dilatatus*, *Euomphalus* (= *Poleumita*) *undiferus*.

В настоящее время целесообразно принять за эталон комплекс остатков из обнажения Пяри, поскольку в стратотипе, в каменоломне Адавере, выходят эпигенетические мелкокристаллические доломиты, в которых, кроме редких плохо сохранившихся створок пентамеров, почти ничего поддающегося определению не обнаружено. Таково же положение и в близлежащих (в 1 км к югу от Адавере) крупных карьерах Мыхкюла.

Основываясь на составе фаунулы в Пяри, а также в других обнажениях румбаской пачки, можно считать характерным (типовым) для горизонта комплекс видов, выделенный в списке фаунулы (табл. 34) полужирным шрифтом.

Фаунистические различия на уровне видов с подстилающим и покрывающим горизонтом весьма четкие. Сказанное относится особенно к прибрежным фациям, но здесь следует иметь в виду, что в яаниском горизонте, за исключением ниназеской пачки, последние почти не сохранились. На уровне родов или групп видов адавереская фаунула более тесно связана с яаниской, так как в ней появляются многие новые филогенетические линии, получившие широкое распространение в венлоке. Например, кораллы, остракоды, граптолиты и др. (см. гл. III). Переходные фации указанных горизонтов имеют больше общих видов, особенно среди брахиопод и остракод (табл. 34).

**Подразделения.** Попытки подразделения адавереского горизонта предпринимались в течение последних тридцати лет неоднократно. Но

Таблица 34

**Состав раковинной фаунулы адавереского горизонта**

| Виды | $G_3$ | H'A | H'V | $J_1$ |
|---|---|---|---|---|
| Stromatoporoidea | | | | |
| *Forolinia pachyphylla* | | + | | |
| **Rosenella dentata** | | + | | |
| *R. tuberculata* | | + | | |
| *Clathrodictyon regulare* | | + | | |
| *Cl. adaverense* | | + | | |
| *Cl. delicatulum* | | + | | |
| **Cl. variolare** | | + | | |
| *Ecclimadictyon microfastigiatum* | $G_{1-2}$ | + | | |
| *E. arcuatum* | | + | | |
| **E. fastigiatum** | | + | | |
| *Intexodictyon avitum* | + | + | | |
| *Stictostroma ? conodigitatum* | | + | | |
| *Actinodictyon suevicum* | | + | | |
| Tabulata | | | | |
| *Palaeofavosites schmidti* | $G_{1-2}$ | + | | |
| *Pf. alveolaris* | + | + | | |
| *Pf. balticus* | + | + | | |
| *Pf. limbergensis* | + | + | | |
| *Pf. aliquantulus* | | + | | |
| *Pf.* aff. *arcticus* | | + | | |
| *Pf.* aff. *poulseni* | | + | | |
| **Pf. jaaniensis** | | + | | |
| *Pf. luxuriosus* | | + | | |
| **Pf. septosus** | | + | | |
| *Pf. luhai* | | + | | |
| *Mesofavosites validus* | | + | | |
| *Mf. alveolitoides* | | + | | |
| **Mf. obliquus** | | + | | |
| **Favosites gothlandicus** | + | + | | |
| *F. favosus* | | + | | |
| *F. favosiformis* | | + | | |
| *F. hisingeri* | | + | | |
| *F. fallax* | | + | | |
| **F. adaverensis** | | + | | |
| *F. abnormis* | | + | | |
| *F. kalevi* | | + | | |
| *F. ingens* | | + | | |
| *Subalveolites panderi* | | + | | + |
| **S. eichwaldi** | | + | | |
| *Subalveolitella minuscula* | | + | | |
| *S. majuscula* | | + | | |
| *Placocoenites pellicula* | | + | | |
| *Catenipora exilis* | | + | | |
| **C. elegans** | | + | | |
| *C. distans* | | + | | |
| **C. maxima** | | + | | |
| *C. panga* | | + | | + |
| *Halysites regularis* | | + | | |
| *Aulopora assueta* | | + | | |
| *A. celsa* | | + | | |
| *Adaverina adaverensis* | | + | | |
| *A. acclinis* | | + | | |
| *Sinopora callosa* | | + | | |
| Rugosa | | | | |
| *Brachyelasma* sp. | + | + | | |
| *B.* cf. *sibiricum* | | + | | |
| **Dinophyllum flagellatum** | | + | | |
| *Phaulactis trochiformis* | | + | + | + |

*Продолжение табл. 34*

| Виды | $G_3$ | H'A | H'V | $J_1$ |
|---|---|---|---|---|
| *Phaulactis* sp. | | + | + | + |
| *Rukhinia cuneata* | | + | | |
| *Kodonophyllum* sp. | | + | | |
| *Schlotheimophyllum patellatum* | | | + | + |
| *Cyathactis* aff. *balticus* | | + | | |
| **C. tenuiseptatus** | | + | | |
| **Calostylis luhai** | | + | | |
| **Arachnophyllum diffluens** | | + | | |
| *Entelophyllum articulatum* | | + | | |
| *Strombodes socialis* | | + | | |
| *Porpites porpita* | | | + | |
| *Tryplasma* cf. *hedstroemi* | | + | | |
| *Ketophyllum* ex gr. *kutscheri* | | + | | |
| *Dentilasma* aff. *honorabilis* | | + | | |
| Bryozoa | | | | |
| *Ceramopora imbricata* | | + | + | |
| *Henningopora floridiformis* | | + | + | + |
| *Hallopora varians* | | + | + | |
| *Lioclema gracilense* | | + | + | + |
| *Ptilodictya lanceolata* | + | + | + | + |
| *Ensipora* cf. *pennata* | | + | | |
| Brachiopoda | | | | |
| **Hesperorthis torquata** | | + | + | |
| *H. davidsoni* | | | + | |
| *Clyptorthis irrupta* | $G_{1-2}$ | + | | |
| *Platystrophia* sp. | | + | | |
| **Dalmanella rosensteinae** | | + | | |
| *Mendacella adaverensis* | | + | | |
| *Resserella visbyensis* | | | + | + |
| *Dalejina phaseola* | | + | | |
| *D. tripartita* | | | + | + |
| *Eoplectodonta* sp. | | | + | |
| *Ygera* sp. | | + | | |
| **Y. cf. transversalis** | | + | + | |
| *Leptaena* sp. 3 | | | + | ? |
| *Fardenia* sp. | + | + | | |
| *Parastrophinella indistincta* | + | + | | |
| *Kulumbella estonica* | | + | | |
| **Pentamerus oblongus** | ? | + | | |
| *Pentameroides* sp. | | + | | |
| *Stegorhynchella borealis* | + | + | | + |
| *Atrypa hedei* | + | + | + | |
| *A. dzwinogrodensis* | | | + | + |
| *Pentlandella tenuistriata* | | + | + | |
| *Macropleura* sp. | | + | | + |
| *Eospirifer radiatus* | | + | | + |
| *E. profusus* | | | + | |
| **Cyrtia exporrecta** | | | + | |
| *C. trapezoidalis* | | | + | + |
| Mollusca | | | | |
| *Bellerophon dilatatus* | | + | | |
| *Poleumita undiferus* | | + | | |
| *Michelinoceras canaliculatum* | | + | + | + |
| *Cyrtogomphoceras paradoxum* | | + | | |
| *Stokesoceras balticum* | | + | + | |
| Trilobita | | | | |
| *Scutellum estonicum* | | + | | |
| *S. marklini* | | + | | |
| *Bumastus* sp. | | + | | |
| *Stenopareia proles* | | + | | |
| *S. livonicus* | | + | | |

*Продолжение табл. 34*

| Виды | $G_3$ | H'A | H'V | $J_1$ |
|---|---|---|---|---|
| *Proetus* sp. | | + | | |
| *Otarion* sp. | + | + | | |
| *Cheirurus estonicus* | | + | | |
| **Encrinurus rumbaensis** | | + | + | |
| *E. palmrei* | | + | + | |
| *E. pilistverensis* | | + | | |
| *E. quinquecostatus* | | + | + | |
| **E. schmidti** | | | + | |
| *E.* sp. | | | + | |
| **Calymene frontosa** | | | + | |
| *C.* sp. | | | + | |
| *Acernaspis elliptifrons* ? | + | + | + | ? |
| **A. konoverensis** | | | + | |
| *A.* cf. *quadrilineata* | | + | | |
| *Leonaspis* sp. | + | | + | |
| *Anacaenaspis* aff. *gotlandicus* | $G_{1-2}$ | + | | |
| *Acidaspis* sp. ? | | + | | |
| Ostracoda | | | | |
| **Apatobolbina simplicidorsata** | | | + | |
| *Leptobolbina hypnodes* | | | + | + |
| *Craspedobolbina paernuensis* | | | + | + |
| *C. unculifera* | | | + | + |
| **Noviportia silurica** | | | + | |
| **Asperibeyrichia valguensis** | | | + | |
| *Beyrichia halliana* | | | + | + |
| *B. ultima* | | | + | |
| **Bingeria cyamoides** | | | + | |
| *Paraparchites tenuicostatus* | + | | + | |
| *Leperditella gregaria* | | | + | + |
| *Neoprimitiella litvaensis* | + | | + | + |
| *N. reticulatotuberculata* | | | + | + |
| *Eoprimitia* ? *versipella* | | | + | + |
| *Bollia amabilis* | | | + | + |
| *Pseudobollia krekenawaiensis* | | | + | + |
| *«Tetradella» extenuata* | | | + | |
| **Herrmannina hisingeri abbreviata** | | + | + | + |
| *Arcuaria cornuta* | | | + | + |
| *A. triangulata* | | | + | ? |
| *Microcheilinella semibulbosa* | | | + | + |
| *Altha lata* | | | + | |
| *A. modesta* | ? | | | |
| Varia | | | | |
| *Receptaculites infundibulum* | | + | | |

кроме первого подразделения (Rosenstein, 1939), в остальных полностью игнорировались палеонтологические данные. Э. Розенштейн в указанной работе выделила в Западной Эстонии четыре зоны на основе распространения различных видов брахиопод, в частности *Pentamerus oblongus* и *P. estonus*. Выделенные ею зоны имеют сугубо локальный характер и поэтому не могут быть использованы для подразделения горизонта. Местный характер носит и литологическое подразделение адавереского горизонта в Восточной Эстонии на три части (Rosenstein, 1943).

Более универсальны подразделения А. Аалоэ [(1960) на нижние (*a*) и верхние (*b*) слои] и Х. Пальмре [(1962) на пять пачек]. Однако отсутствие достаточно ясного и достоверного обоснования не позволяет




Рис. 63. Схема стратиграфического подразделения адавереского горизонта.

считать эти схемы удачными (см. также Юргенсон, 1966). Несомненно полезны выделенные А. Аалоэ (1960) две фации — глинистая и карбонатная, которые в настоящей работе положены в основу свит.

Наибольшее значение имеет литостратиграфическое подразделение горизонта, предложенное Э. Юргенсон (1966). Ею выделены сымеруская, мыхкюлаская, румбаская и велизеская пачки, отличающиеся друг от друга литологическими признаками. Из приведенного в работе Э. Юргенсон (1966) рис. 3 явствует, что названные пачки по объему и значению далеко не одинаковы. Учитывая это и непостоянство некоторых литологических признаков, в настоящем обзоре велизеская пачка возведена в ранг свиты, а остальные пачки объединены в адаверескую свиту (рис. 63). Тем самым восстанавливается, по существу, предложенное А. Аалоэ подразделение адавереского горизонта на две равноценные части. Как видно из предыдущих разделов обзора (литологическая и палеонтологическая характеристики), эти свиты имеют специфический состав и поэтому выделяются четко (рис. 64).

В пределах адавереской свиты, являющейся номинальной, выделяются тырвеская, мыхкюлаская и румбаская пачки. Отметим, что последняя из них является в некоторой степени переходной к велизеской свите, а глинистость пород уменьшается в сторону мыхкюлаской и тырвеской пачек. В низах горизонта иногда целесообразно выделить сымеруские слои (см. Юргенсон, 1966).

В биостратиграфическом подразделении горизонта в настоящее время нет надобности, за исключением выделения граптолитовых зон в пределах открытоморской фации (см. гл. III).

### Адавереская свита (H'A)

Тырвеская пачка (H'T) выделена в наиболее восточных разрезах горизонта (см. табл. 32 и 33), в окрестностях Пуурманни. Стратотипом ее является карьер Тырве на берегу р. Педья (в настоящее время бóльшая часть его затоплена).

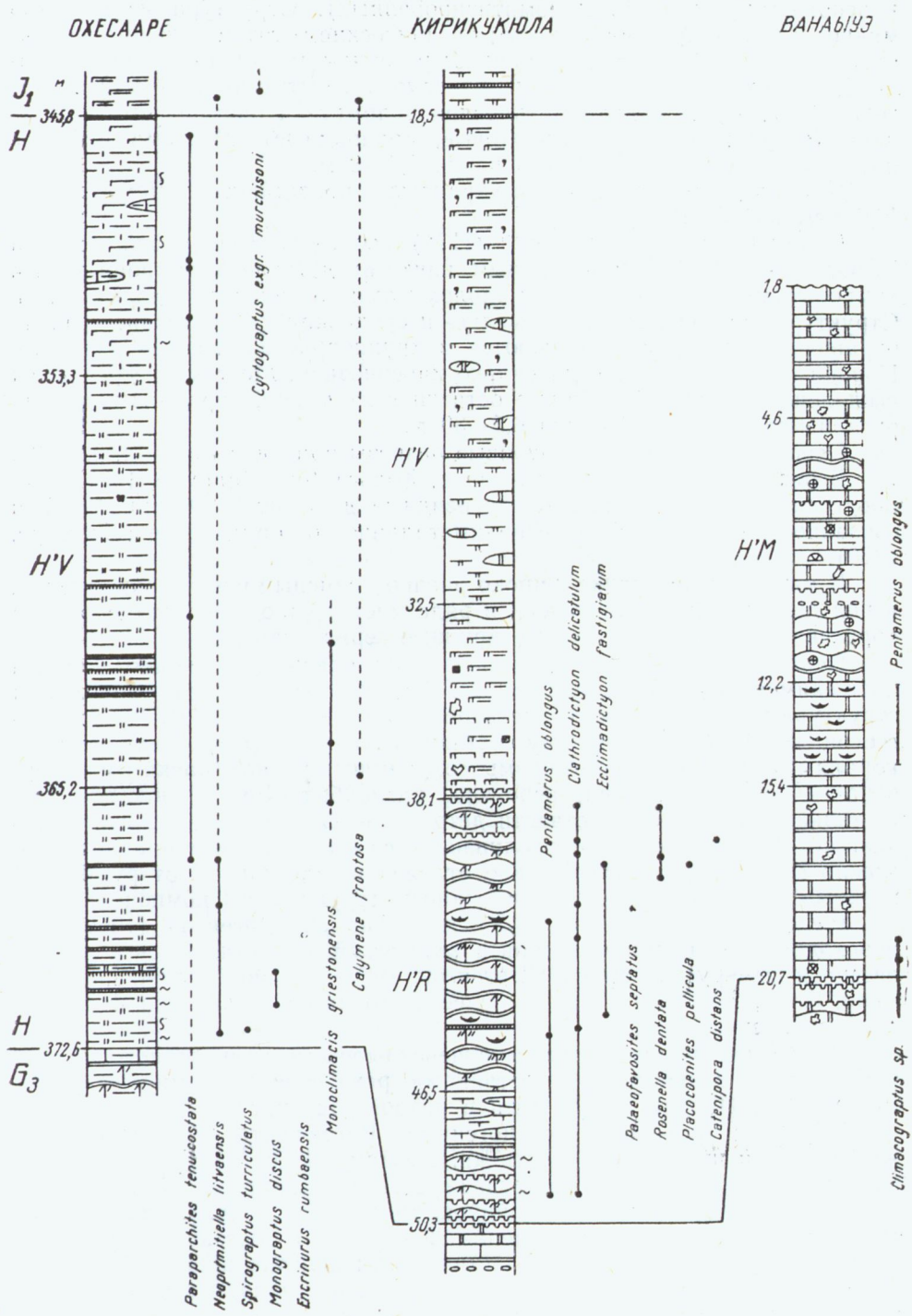



Рис. 64. Сопоставление разрезов адавереского горизонта.
Условные обозначения см. рис. 56.

Пачка состоит из афанитовых известняков, светлых, кремовых до красноватых (частично доломитизированных). Структура известняков микро- и скрытокристаллическая; органические остатки сильно перекристаллизованы. Известняк с раковистым изломом, тонко- и среднеслоистый, поверхности наслоения извилистые, покрытые тонким слоем мергеля. Встречаются отдельные прослои доломита и биоморфного известняка (остракодовые, брахиоподовые, криноидные). Местами найдены желваки халцедона. Мощность пачки 4,6—8 м.

Для тырвеских известняков характерны представители *Herrmannina hisingeri abbreviata.*

Мыхкюлаская пачка (H'M) выделена и подробно описана Э. Юргенсон (1966). По ее данным, пачка представлена пестроцветными комковатыми известковистыми доломитами и чистыми доломитами. Структура комков различная, мелко- и среднекристаллическая; края их окрашены гематитом. Встречаются и крупнокристаллические разности. Порода кавернозная, иногда сильно кавернозная. Местами встречаются выщелоченные или окремнелые остатки пентамеров, кораллов и других организмов. Мощность пачки 6,5—30 м.

Основные обнажения и буровые разрезы приведены в табл. 32 и 33.

В окрестностях Выхма, Арусааре, Кольга (см. Пальмре, 1962) распространены своеобразные брекчиевидные доломиты (Orviku, 1935) и связанное с ними сульфидное полиметаллическое оруденение (Пальмре, 1960).

В мыхкюлаской пачке широко распространены явления окремнения, а под девонскими отложениями в ряде мест установлены халцедоновая «брекчия» и хорошо окатанные крупные зерна кварца.

Первоначальный облик мыхкюласких отложений сильно изменен постседиментационными процессами. Судя по реликтовым органогенным структурам, содержанию нерастворимого остатка (7,6—31,5% по Юргенсон, 1966) и по групповому составу (главным образом пентамериды, кораллы; более мелкие организмы сохранились редко), пачка была первоначально представлена, вероятно, разнообразными зернистыми известняками отмельной и отчасти детритовой фации. Если не учитывать эпигенетические изменения, усиливающиеся в восточном направлении, то можно сказать, что мыхкюлаские отложения отличаются от румбаских главным образом меньшим содержанием терригенного компонента.

Румбаская пачка (H'R) выделена Э. Юргенсон (1966) как переходная между мыхкюлаской и велизеской пачками. Здесь к ней отнесена и сымеруская пачка (Юргенсон, 1966) в районе обнажений Сымеру, Пяри, Кесквере и др. (в более восточных выходах она включена в мыхкюласкую пачку).

Румбаская пачка сложена синевато-серыми тонкослоистыми или комковатыми глинистыми известняками, реже известняками с прослоями мергеля. Породы могут быть в разной степени доломитизированы.

Породы в основном органогенные. Встречаются брахиоподовые, детритовые и шламовые известняки. Пентамеры составляют часто прослои илисто-биоморфного известняка. Детрит состоит из обломков скелетов брахиопод, криноидей, мшанок, трилобитов и др. Общее количество детрита колеблется в пределах 32—59%, а к востоку уменьшается, и там детритовые известняки частично замещаются шламовыми (Юргенсон, 1966) и переслаиваются с ними. Южнее полосы выходов встречаются и микрокристаллические глинистые известняки (частично доломитизированные) с прослоями мергеля или домерита. В некоторых разрезах установлены прослои метабентонита (скв. Вяндра, Коонга, Кирикукюла, Эйдапере и др.). Мощность пачки 1—21 м.

### Велизеская свита (H'V)

Свита, выделенная Э. Юргенсон (1966), в качестве пачки распространяется западнее широкой полосы переслаивания с румбаской пачкой, которая протягивается примерно через Кирикукюла, Валгу, Эйдапере, Аре, Тыстамаа, Хяэдемээсте.

Велизеская свита представлена известковистыми и глинистыми мергелями, домеритами и глинами (граптолитовыми аргиллитами).

Порода большей частью синевато- или зеленовато-серая с коричневыми, фиолетовыми или пестрыми прослоями, горизонтально- или волнистослоистая. Встречаются многочисленные прослои метабентонита (Юргенсон, 1964) и в более восточных районах — комки или прослои глинистого известняка.

В мергелях и домеритах встречаются сравнительно редкие, часто пиритизированные остатки организмов, более или менее цельные створки брахиопод, фрагменты скелетов трилобитов, остракод, головоногих, рабдосомы граптолитов. Весьма интересна находка из мергелей переходной фации в Саастна пуговицеобразного коралла *Porpites porpita*, приспособленного к жизни на илистом грунте.

## ЯНИСКИЙ ГОРИЗОНТ

= Untere Oeselsche Gruppe (Zone 7), нижняя часть — Schmidt, 1858;
= Untere Oeselsche Stufe (J), нижняя часть — Schmidt, 1891;
= St. Johannis Formation, нижняя часть — Twenhofel, 1916;
= Jaani lademe suuriku vöö — Bekker, 1925b;
= Jaani-Mergel ($J_1$) — Luha, 1930;
= Jaani lade ($J_1$) — Luha, 1933;
= слои Яани ($J_1$) — Соколов, 1952;
= яниский горизонт ($J_1$) — Аалоэ, 1956.

Яниский горизонт, охватывающий в Эстонии основную часть отложений венлока между адавереским и яагарахуским горизонтами, сложен сравнительно однородными, часто доломитизированными глинисто-карбонатными породами — мергелями, глинистыми известняками и, реже, известковистыми глинами и известняками. По данным о распространении граптолитов в скв. Охесааре, яниский горизонт соответствует зонам от *Cyrtograptus murchisoni* до *Monograptus flemingi*, т. е. нижнему венлоку и большей части верхнего венлока. Для горизонта характерны ассоциации *Simplexodictyon simplex, Favosites jaaniensis, Resserella concavoconvexa, Encrinurus punctatus* и др. Нижняя граница на значительной части территории литологически нечеткая и только в более восточных районах проводится по резкому контакту адавереских доломитов и яниских мергелей. Верхняя граница охарактеризована широким распространением выше ее отложений отмельной фации с биогермами и связанного с ними комплекса зоны *Coenites juniperinus*. В зоне более глубоководных отложений граница переходная.

Мощность горизонта колеблется от 37,0 до 140,9 м, увеличиваясь в юго-западном направлении. Бо́льшая часть горизонта представлена глинистыми породами парамаяской свиты. На северо-западе области распространения в верхах горизонта выделяется известняковая ниназеская пачка, а на юге в низах горизонта — тыллаская свита, состоящая из слабо битуминозных мергелей и домеритов с граптолитами.

**Объем и границы.** Первым обратил внимание на слои, соответствующие нынешнему янискому горизонту (точнее, его верхам), Ф. Шмидт (Schmidt, 1891), отметив, что низы нижнеэзельского горизонта сложены мергелями. Самостоятельный яниский горизонт был установлен А. Луха (1933) как весьма однородная толща мергелей мощностью более 40 м со следующими руководящими видами: *Wilsonia wilsoni* (= *Estonirhynchia estona* H. Schmidt), *Dalmanella elegantula* [= *Resserella concavoconvexa* (Twenh.)], *Spirifer crispus* (= *Howelella elegans* Muir-Wood), *Encrinurus punctatus* и *Proetus concinnus*. Верхняя граница горизонта, изученная Ф. Шмидтом в некоторых обнажениях, соответ-

ствует современной, а нижняя граница им не была установлена. Последняя впервые была проведена А. Аалоэ (1960) по кровле комплекса прослоев метабентонита, приуроченного к верхам адавереского горизонта. Д. Кальо (1962) на основе палеонтологических данных показал, что граница находится несколько ниже.

Нижняя граница горизонта известна лишь в разрезах буровых скважин. В более восточных районах она представлена резким контактом между доломитами адавереского и домеритами яниского горизонта. В более западных районах, в области распространения велизеской свиты адавереского горизонта, провести границу между двумя горизонтами значительно сложнее, так как ясных литологических признаков для ее проведения нет. Несмотря на некоторое изменение состава фаунистического комплекса в пограничных слоях, он имеет в общем переходный характер. Детальное палеонтологическое обоснование границы требует дальнейших исследований. Согласно Д. Кальо (1962), эта граница проводится в разрезе скважины Охесааре на глубине 345,8 м по кровле метабентонитового прослоя, соответствующего подошве зоны *Cyrtograptus murchisoni*, а в остальных разрезах — по сопоставляемому с последней уровню.

Верхняя граница яниского горизонта обнажается в некоторых береговых обрывах островов Сааремаа, Муху и Кесселайд. На материке Эстонии и на северо-востоке о. Сааремаа она представлена резким контактом между синевато-серыми массивными глинистыми доломитами или домеритами яниского горизонта и серыми или желтовато-серыми доломитами яагарахуского горизонта. В разрезах берегового обрыва Ойу и скв. Лийгаласкма (оба на северо-востоке о. Сааремаа) эта граница выражена сильно пиритизированной поверхностью перерыва, над которой встречаются отдельные окатанные обломки пород. Палеонтологическая характеристика границы в деталях еще не изучена, так как пограничные слои в большинстве сильно доломитизированы, но на этом уровне явно исчезает типичная для яниского горизонта фаунула (*Mesofavosites secundus*, *Syringolites kunthianus* и др.) и появляется новая (*Diplostroma validum*, *Favosites mirandus* и др.). Описываемая граница соответствует также границе биозон *Favosites jaaniensis* и *Coenites juniperinus* (Клааманн, 1964).

Такая резкая литологическая и палеонтологическая маркировка границы характерна в первую очередь для более северной части распространения горизонтов и связана с широким развитием биогермов в яагарахуском горизонте.

В зоне более глубоководных отложений (скв. Икла, Кингисепп, Кипи, Охесааре и др.) таких четких признаков нет. Граница здесь как в литологическом, так и в палеонтологическом отношении переходная и проводится по исчезновению более мощных прослоев мергелей или по более резкому убыванию глинистого вещества в породах.

Очень трудно определить границу в некоторых разрезах буровых скважин на северо-западе о. Сааремаа, где пангамягиские слои яагарахуского горизонта непосредственно залегают над доломитизированными слоями ниназеской пачки. Последние, например в разрезе скв. Яагараху, представлены доломитами с реликтовой грубодетритовой структурой, характерными и для низов яагарахуского горизонта. В таких случаях ввиду отсутствия палеонтологических и литологических критериев границу можно проводить только путем детального сопоставления с соседними разрезами. Стратотипом горизонта является обнажение на берегу моря у церкви в Яани.

Таблица 35

**Основные обнажения яаниского горизонта**

| Номер обнажения на рис. 69 | Обнажение | Мощность разреза, м | Пачки и свиты | Тип обнажения |
|---|---|---|---|---|
| 1 | Ундва | 1,7 | Ниназеская пч. | Клиф |
| 2 | Суурику | 8,0 | „ „ | „ |
| 3 | Курику | 6,5 | „ „ | „ |
| 5 | Ниназе | 6,0 | „ „ | „ |
| 7 | Панга | 20,0 | „ „ | „ |
| | Лийва | 2,0 | „ „ | „ |
| 8 | Парамая | 1,4 | Парамаяская св. | „ |
| 9 | Ойу | 1,2 | „ „ | „ |
| 13 | Каутлику | 2,5 | „ „ | „ |
| | Пюссина | 3,0 | „ „ | „ |
| 18 | Уйзу | 2,5 | „ „ | „ |
| | Авасте | 3,0 | „ „ | Овраг |
| | Ядивере | 2,5 | „ „ | Берег реки |

**Распространение и мощность.** Выход яаниского горизонта простирается в виде узкой полосы вдоль северного берега островов Сааремаа, Муху и Кесселайд (см. рис. 69). На материке Эстонии полоса выхода расширяется до 15 км и прослеживается от побережья пролива Суур Вяйн и бухты Матсалу до окрестностей пос. Вяндра, где горизонт несогласно покрывается отложениями девона. К востоку от линии Вяндра—Мыйзакюла горизонт размыт (см. рис. 84).

Полная мощность яаниского горизонта в области выхода составляет в среднем от 37 до 60 м. В юго-западном направлении мощность горизонта быстро увеличивается (см. рис. 84) до 107 м в разрезе скв. Икла и 140,9 м в Охесааре. Обнаженность горизонта, несмотря на отсутствие карьеров, относительно хорошая. Как правило, обнажается лишь верхняя часть горизонта, за исключением обн. Авасте (табл. 35).

Яаниский горизонт пройден многими буровыми скважинами. Более важные из них перечислены в табл. 36.

Таблица 36

**Мощность яаниского горизонта в разрезах буровых скважин**

| Номер скважины на рис. 84 | Скважины | Мощность горизонта, м | Интервал залегания пачек и свит, м | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | ниназеской пч. | парамаяской св. | тыллаской св. |
| 19 | Кирикукюла | 17,7+ | — | 0,7— 18,4+ | — |
| 21 | Нурме | 20,5+ | — | 0,6— 21,1+ | — |
| 33 | Пярну | 63,4 | — | 34,8— 98,2 | — |
| 40 | Тылла | 9,8+ | — | — | 117,2—127,0+ |
| 44 | Икла | 107,0 | — | 181,0—288,0 | — |
| 46 | Коонга | 49,9 | — | 13,7— 63,6 | — |
| 47 | Тори | 37,0 | — | 11,0— 48,0 | — |
| 48 | Яагараху | 40,2+ | 21,4— 43,9 | 43,9— 61,6+ | — |
| 49 | Мустъяла | 60,3 | 35,5— 49,6 | 25,5— 35,5; 49,6— 85,8 | — |
| 50 | Карья-Пярсамаа | 48,9 | 43,1— 47,7 | 27,9— 43,1; 47,7— 76,8 | — |
| 55 | Кипи | 41,6+ | 102,8—121,0 | 97,4—102,8; 121,0—139,0+ | — |
| 57б | Кингисепп | 63,7 | 130,5—140,0 | 122,5—130,5; 140,0—186,2 | — |
| 60 | Охесааре | 140,9 | — | 204,3—319,7 | 319,7—345,8 |

**Общая литологическая характеристика.** Нижняя часть яаниского горизонта сложена в основном однородными синевато-серыми или зеленовато-серыми массивными мергелями и глинистыми мергелями, нередко (особенно в восточной части выхода) в разной степени доломитизированными. Местами встречаются отдельные пачки известковых глин. В южной части области распространения низы горизонта представлены местами слабо битуминозными мергелями. Характерными являются маломощные прослои метабентонита.

Верхние слои яаниского горизонта в большинстве представлены синевато-серыми массивными глинистыми доломитами, реже — глинистыми известняками, мергелями и домеритами. На северо-западе о. Сааремаа в верхах горизонта встречаются также детритовые и местами биоморфные известняки, часто доломитизированные.

**Палеонтологическая характеристика.** Хотя яаниский горизонт представлен довольно однородной толщей пород с большим содержанием терригенного материала, в нем встречаются почти все группы нормальной морской фауны (табл. 37). Более равномерно распространены брахиоподы и остракоды, в меньшей мере — трилобиты, кораллы и строматопороидеи, локально встречены граптолиты.

Состав фаунулы нижних слоев горизонта недостаточно изучен, так как в обнажениях доступны только верхи горизонта. Поэтому и различия в распространении отдельных групп как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, местами довольно резкие, окончательно не выяснены.

Распространение граптолитов связано в основном с более южными районами и особенно с низами горизонта (тыллаская свита). Кораллы и строматопороидеи встречаются чаще в более западных районах. На западе о. Сааремаа верхи яаниского горизонта представлены мелководными карбонатными отложениями (ниназеская пачка), для которых характерны небольшие мшанковые биогермы, онколиты, а местами также обилие кораллов и строматопороидей. В восточном направлении число представителей последних групп постепенно уменьшается, и на материке они в яаниском горизонте практически отсутствуют (за исключением скв. Икла).

**Подразделения.** Несмотря на то, что в разрезе скв. Охесааре граптолитовые зоны выделяются четко, на остальной территории распространения горизонта достаточное палеонтологическое основание для подразделения яаниского горизонта на подгоризонты отсутствует.

Литостратиграфически горизонт был подразделен впервые А. Аалоэ (1960) на три пачки. Нижняя, более глинистая часть горизонта была включена им в состав мустъялаской пачки. Парамаяская пачка занимала верхнюю часть горизонта к востоку от дер. Выхма на о. Сааремаа и была представлена главным образом глинистыми доломитами и известковистыми домеритами. В западных районах о. Сааремаа в верхах горизонта была выделена ниназеская пачка, сложенная в основном грубодетритовыми, частью биоморфными известняками, глинистыми известняками и доломитами.

А. Аалоэ и Д. Кальо (1962) выделили в низах горизонта еще тылласкую пачку, состоящую из коричневато-серых мергелей с граптолитами. Так как названная пачка, встреченная только в разрезах некоторых скважин на юге республики, представляет собой лишь отдельный язык открытоморской фации, распространенной южнее, то правильно было бы считать ее свитой.

В последнее время установлено, что различие между парамаяской и мустъялаской пачками недостаточно резкое. Кроме того, среди типич-

Таблица 37

**Состав фаунулы яаниского горизонта**

| Виды | H | $J_1P$ | $J_1N$ | $J_1T$ | $J_2$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Stromatoporoidea | | | | | |
| *Clathrodictyon kudriavzevi* | | | + | | + |
| *Cl. affabile* | | | + | | |
| **Simplexodictyon simplex** | | | + | | + |
| *Densastroma pexisum* | | | + | | + |
| **Stromatopora impexa** | | | + | | |
| Tabulata | | | | | |
| *Palaeofavosites luhai* | + | ? | | | |
| *Pf. suurikuensis* | | | + | | |
| *Mesofavosites secundus* | | | + | | |
| *Mf. imbellis* | | | + | | |
| **Favosites jaaniensis** | | + | | | |
| *F. serratus* | | + | | | |
| *F. subforbesi* | | + | + | | |
| *F. desolatus* | | + | | | |
| **Syringolites kunthianus** | | | + | | |
| *Thamnopora undvaensis* | | | + | | |
| *Thecia* sp. | | + | | | |
| *T. ? tenuicula* | | | + | | |
| *Subalveolites panderi* | + | + | + | | |
| *S. sokolovi* | | | + | | |
| *Catenipora panga* | + | | + | | |
| *C. vespertina* | | | + | | |
| *Halysites senior* | | | + | | |
| *Mastopora incrustata* | | + | | | |
| Rugosa | | | | | |
| *Dalmanophyllum minimum* | | | + | | |
| *Rhegmaphyllum slitense* | | + | + | | |
| *Lykocystiphyllum gracile* | | + | | | |
| *L. hoegklinti* | | + | | | |
| *Phaulactis trochiformis* | + | + | | | |
| *P.* sp. | + | + | + | | + |
| *Neocystiphyllum keyserlingi* | | + | | | |
| *Lamprophyllum* ex gr. *degeeri* | | + | | | + |
| *Schlotheimophyllum patellatum* | + | +? | | | |
| *Zelophyllum* aff. *intermedium* | | | + | | |
| *Cantrillia* sp. | | | + | | |
| Bryozoa | | | | | |
| *Henningopora floridiformis* | + | + | | | |
| *Lioclema gracilense* | + | + | | | |
| *L. crustulum* | | + | | | |
| *L. multiporum* | | + | | | + |
| *Eridotrypa solida* | | | + | | |
| *Ptilodictya lanceolata* | | | + | | + |
| *Semicoscinium* cf. *lineatum* | + | | | | |
| *Helopora lindstroemi* | | | + | | |
| Brachiopoda | | | | | |
| **Dolerorthis osiliensis** | | + | + | | + |
| *Platystrophia jaaniensis* | | | + | | |
| *Resserella visbyensis* | + | | + | | |
| **R. concavoconvexa** | | + | + | | + |
| *R.* ? cf. *elegantulina* | | + | | | |
| *Dicoelosia* sp. indet. | | + | | | + |
| *Dalejina tripartita* | + | + | + | | + |
| *Dictyonella capewelli* | | | + | | |
| *Ygera* sp. 2 | | + | | | |
| *Y.* sp. 3 | | + | | | |
| *Y. nimia* | | + | + | | + |
| *Leptaena* sp. 3 | + | + | | | |

*Продолжение табл. 37*

| Виды | H | $J_1P$ | $J_1N$ | $J_1T$ | $J_2$ |
|---|---|---|---|---|---|
| **L. levis** | | + | + | | |
| *L.* cf. *rhomboidalis* | | | + | | |
| *Amphistrophia* ? sp. | | + | | | |
| *Antirhynchonella* cf. *linguifera* | | + | | | + |
| *«Gypidula» magna* | | | + | | + |
| *Rhynchotreta* sp. | | | + | | + |
| *Stegorhynchella borealis* | + | | + | | |
| **Estonirhynchia estona** | | + | + | | |
| *Sphaerirhynchia* sp. | | | + | | + |
| *Plagiorhyncha subanaloga* | | + | | + | |
| *«Camarotoechia» bidentata* | | | + | | + |
| *«C.» nucula* | | + | + | | + |
| **Atrypa dzwinogrodensis** | + | + | + | | + |
| *Plectatrypa* cf. *imbricata* | | | + | | |
| *Glassia obovata* | | + | | | |
| *Meristina* cf. *tumida* | | + | + | | + |
| **M. tumida** | | + | + | | |
| *Whitfieldella upsilon* | | | + | | + |
| *Didymothyris didyma* | | + | | | |
| *Macropleura* sp. | + | | + | | |
| **Eospirifer radiatus** | + | + | + | | |
| *Cyrtia trapezoidalis* | + | | + | | + |
| *C. laevis* | | + | | | |
| *Striispirifer* sp. | | + | | | |
| **Howelella nucula** | | + | + | | |
| Bivalvia | | | | | |
| *Nuculites ovatus* | | + | | | + |
| *Modiolopsis antiqua* | | + | | | |
| Gastropoda | | | | | |
| *«Pleurotomaria»* cf. *claustrata* | | + | | | |
| *Euomphalopterus alata* | | + | + | | |
| *Poleumita discors* | | + | + | | + |
| *P. globosa* | | + | | | + |
| *P. sculptus* | | + | | | + |
| *Platyceras cornutum* | | + | + | | + |
| *Cyclonema striatus* | | + | | | |
| *Murchisonia* cf. *obtusangula* | | + | + | | |
| *Loxonema intumescens* | | + | | | |
| Cephalopoda | | | | | |
| *Lechritrochoceras* sp. | | + | | | |
| *Michelinoceras («Orthoceras») canaliculatum* | + | + | | | + |
| *Kionoceras* cf. *strix* | | + | | | |
| *Dawsonoceras annulatum* | | + | + | | + |
| *Gomphoceras pyriforme* | | + | | | + |
| *«Cyrtoceras»* sp. sp. | | + | | | |
| Trilobita | | | | | |
| *Scutellum polyactin* | | + | | | |
| **Bumastus barriensis** | | + | + | | |
| **Proetus concinnus osiliensis** | | + | | | |
| *P.* aff. *verrucosus* | | + | | | |
| *Cyphoproetus* sp. | | + | | | |
| *Otarion elegantulum* | | + | | | |
| **Encrinurus punctatus** | | + | + | | ? |
| *E.* sp. d | | + | | | |
| *Calymene* cf. *tuberculata* | | + | + | | |
| *C.* cf. *tuberculosa* | | + | | | |
| *C.* sp. c | | + | | | |
| *Acernaspis elliptifrons* ? | | + | | | |
| *Dalmanites* sp. | + | + | | | |
| *Leonaspis mutica* | | + | | + | |
| *Anacaenaspis emarginata* | | + | | | |

*Продолжение табл. 37*

| Виды | H | $J_1P$ | $J_1N$ | $J_1T$ | $J_2$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Ostracoda | | | | | |
| *Apatobolbina gutnica* | | + | + | | |
| *Leptobolbina hypnodes* | + | + | | | |
| L. *quadricuspidata* | | | | + | + |
| **Craspedobolbina (Craspedobolbina) mucronulata** | | + | + | | |
| **C. (C.) ornulata** | | | + | | |
| *C. (Mitrobeyrichia) cuspidulata* | | + | | | + |
| *C. (M.) insulicola* | | + | + | | + |
| *C. (M.) paernuensis* | + | + | | | |
| *C. (M.) percurrens* | | + | | | + |
| *C. (M.) unculifera* | + | + | + | | |
| **Beyrichia (Beyrichia) bicuspis** | | | + | | |
| *B. (B.) halliana* | + | + | + | | |
| *B. (B.) suurikuensis* | | + | + | | |
| *Clavofabella juvenca* | | + | + | | |
| *C. reticristata* | | + | | | + |
| *Venzavella germana* | | + | + | | |
| *Leperditella gregaria* | + | + | + | | + |
| *Neoprimitiella litvaensis* | + | + | | | |
| *Eoprimitia? versipella* | + | + | + | | + |
| *Bollia amabilis* | + | + | | | + |
| *Pseudobollia krekenawaiensis* | + | + | | + | |
| *Silenis subtriangulatus* | | + | + | + | + |
| *Arcuaria triangulata* | | + | | | |
| *Microcheilinella acutafinis* | | + | | | + |
| *M. ianica* | | + | | | + |
| *M. semibulbosa* | + | ? | | | |
| *M. variolaris* | + | | | + | |
| *Altha lata* | + | + | + | + | + |
| *Rectella aequalis* | | + | | | + |
| *Gotlandella martinssoni* | | + | + | + | + |

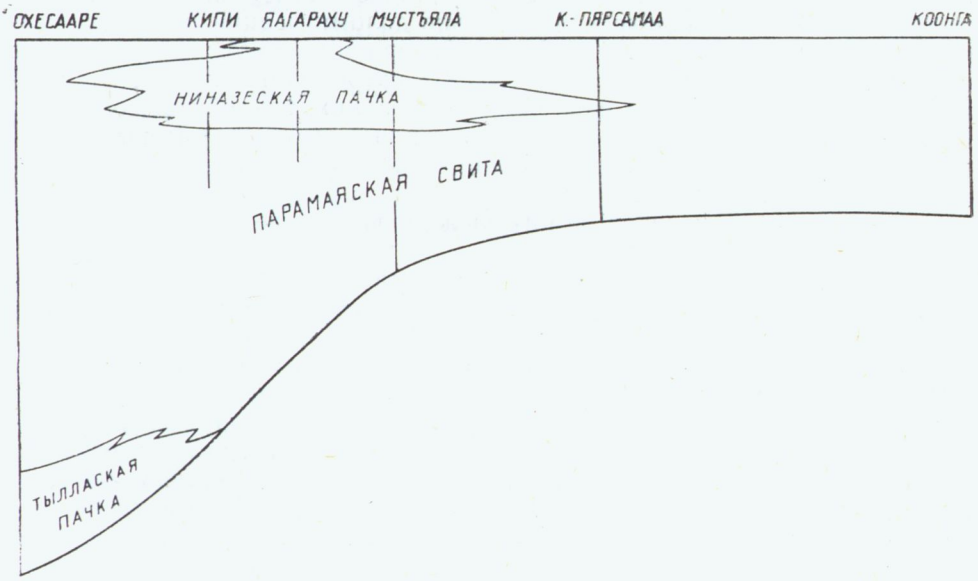



Рис. 65. Схема стратиграфического подразделения яаниского горизонта.*

* На рис. 65 вместо тыллаской пачки должно быть: тыллаская свита.

ных пород парамаяской пачки местами (скв. Тори) встречаются и глинистые домериты или, наоборот, среди пород мустъялаской пачки встречаются линзы глинистых известняков. Таким образом, во многих случаях границу между названными пачками очень трудно провести и поэтому целесообразно объединить их в единую парамаяскую свиту, сохранив в ее составе ниназескую пачку (рис. 65). Термин «мустъяла» можно в случае надобности использовать для обозначения нижних слоев парамаяской свиты.

### Парамаяская свита ($J_1P$)

Свита занимает в северо-восточной части распространения яанискогo горизонта всю его мощность. На западе верхняя часть свиты представлена ниназеской пачкой, а на юге нижняя часть ее замещается тыллаской свитой. Полная мощность свиты колеблется в пределах 37,0—114,8 м (см. табл. 36).

Литологический облик свиты довольно однородный. Верхняя часть ее сложена главным образом синевато-серыми глинистыми доломитами (табл. VI, *6*). В меньшей мере развиты глинистые известняки, домериты и мергели. В виде единичных прослоев встречены доломиты и известняки. Нижняя часть свиты (мустъялаские слои) охарактеризована относительно обильным содержанием терригенного материала. На о. Сааремаа преобладают зеленовато-серые или синевато-серые известковистые и глинистые мергели, реже встречаются известковистые глины. В материковой части Эстонии мустъялаские слои представлены главным образом домеритами. Следует еще упомянуть отдельные маломощные прослойки метабентонитов, число которых увеличивается в юго-западном направлении.

Породы парамаяской свиты характеризуются в общем комковатой или массивной текстурой. Местами выявляется ясная тонко- и микрослойчатость. Структура глинистых известняков и мергелей в основном микро- и тонкокристаллическая, в случае доломитизации пород до мелкокристаллической (табл. XI, *2*, *3*). Содержание окаменелостей и их обломков относительно редкое. В детрите преобладают фрагменты брахиопод, реже встречаются фрагменты иглокожих, трилобитов, остракод и др. Очень резко выделяются отдельные илисто-грубодетритовые и биоморфные прослои или линзы. Биоморфные породы сложены скоплениями створок различных брахиопод (напр., в разрезе скважины Кипи, где они образуют переход в нижележащую ниназескую пачку) или, реже, кораллов и строматопороидей.

Довольно редко встречаются в породах мелкие гальки, в единичных случаях образующие прослои межформационного конгломерата (в разрезе скв. Пярну).

Как уже отмечалось, породы парамаяской свиты на широкой площади доломитизированы. Вследствие этого окаменелости и детрит часто пиритизированы или выщелочены, а породы слабо кавернозны.

Ниназеская пачка ($J_1N$), представленная главным образом илисто-грубодетритовыми, реже грубодетритовыми известняками, глинистыми известняками и доломитами с богатой фауной, замещает верхнюю часть парамаяской свиты в западных районах о. Сааремаа (рис. 66). К востоку от линии Карья-Пярсамаа—Кингисепп пачка явно выклинивается.

В северо-западной части о. Сааремаа (в разрезах скв. Яагараху и Пангамяги) рассматриваемая пачка занимает все более верхние слои

яниского горизонта; в более южных и восточных разрезах (см. рис. 65, 66) она перекрывается еще мергелями и глинистыми доломитами, приуроченными к парамаяской свите. Нижняя граница пачки с парамаяской свитой вскрыта вышеназванными буровыми скважинами. В большинстве случаев эта граница представлена резким контактом между нижележащими мергелями или домеритами и известняками или доломитами ниназеской пачки. Только в разрезе скв. Яагараху граница имеет вид постепенного перехода.

Мощность ниназеской пачки колеблется от 4,6 до 22,5 м (см. табл. 36).

В разрезах скв. Мустъяла и Карья-Пярсамаа, а также в обнажениях Курику, Ниназе и Панга (табл. XIV) в состав пачки входят горизонтально- или волнистослоистые глинистые доломиты с реликтовой илисто-детритовой структурой. В береговых обрывах Ундва и Суурику обнажаются в основном горизонтальнослоистые илисто-детритовые и криноидные известняки. В разрезах скв. Кипи и Кингисепп пачка представлена комковатыми илисто-детритовыми или илистыми глинистыми известняками и известняками с прослоями известковистых глин. В скв. Пангамяги и Яагараху пачка сложена илисто-детритовыми и глинистыми известняками, переслаивающимися с мергелями и глинистыми мергелями; в верхах пачки в разрезе скв. Яагараху эти породы замещаются доломитами с реликтово-детритовой структурой.

Породы ниназеской пачки обычно илисто-детритовые от микро- до мелкокристаллических. Довольно часто в них встречаются переотложенные карбонатные частицы в виде песчинок, окатанных обломков пород или фауны. В разрезе скв. Кипи местами присутствуют и сгустковые известняки. В детрите преобладают членики иглокожих и фрагменты брахиопод.

В пачке нередко встречаются биоморфные породы, в первую очередь биоморфные брахиоподовые известняки в виде маломощных прослоев или линз, например в разрезах скв. Кипи, Мустъяла и др. Они образованы массовыми скоплениями атрипид, спириферид, ортид и т. п. Местами встречаются онколитовые, реже — коралловые и строматопоровые известняки.

При доломитизации пород как детрит, так и окаменелости частично или полностью выщелачиваются, и породы становятся кавернозными.

В береговых обрывах обнажаются небольшие мшанковые биогермы с *Ceramopora* и *Lioclema*, образующие резко отграниченные от вмещающей породы округлые или выпуклые тела. Их поперечник доходит до 5 м, мощность — до 2 м (см. рис. 11).

### Тыллаская свита ($J_1T$)

Свита занимает низы яаниского горизонта в более южных районах его распространения. Пока она вскрыта лишь буровыми скважинами Тылла, Охесааре и Ристикюла. Нижняя граница свиты совпадает с границей адавереского и яаниского горизонта. Граница ее с вышележащей парамаяской свитой представлена довольно резким контактом бурых слабо битуминозных мергелей и серых мергелей.

Полная мощность тыллаской свиты в скв. Тылла 9,8 и в скв. Охесааре 26,1 м.

Свита слагается переслаиванием доломитистых известковых мергелей, доломитистых глинистых мергелей и известковистых глинистых доломитов. Для всех этих пород характерны слабая битуминозность и

темная окраска — от коричневато-серой до зеленовато-серой. Встречаются также редкие прослои доломитистых глин и метабентонитов. Текстура пород горизонтально- и волнистослоистая, местами тонкослоистая. На некоторых уровнях отмечается косая слоистость. Структура пород от микро- до тонкокристаллической, местами мелкокристаллическая. Обнаружена небольшая примесь кварцевого алеврита (до 8%), обломков остракод, трилобитов, граптолитов и др. Местами наблюдаются редкие сгустки и шлам. Для свиты характерны граптолиты.

## ЯАГАРАХУСКИЙ ГОРИЗОНТ

= Untere Oeselsche Gruppe (Zone 7), в основном верхняя часть — Schmidt, 1858;
= Untere Oeselsche Schicht (J), верхняя часть — Schmidt, 1881;
= St.-Johannis Formation, верхняя часть — Twenhofel, 1916;
= Jaani lademe Vilsandi-Panga ja Tagamõisa vöö — Bekker, 1925b;
= Dolomitkomplex von Muhu und Kesselaid ($J_2O$) und Pangamägi—Jaagarahu — Kalkstein ($J_2W$) — Luha, 1930;
= Muhu-Kurevere lade — Luha, 1933;
= Jaagarahu lade — Luha, 1946;
= слои Яагараху — Соколов, 1952;
= яагарахуский горизонт — Аалоэ, 1956.

Яагарахуский горизонт занимает в Эстонии верхнюю часть верхнего венлока и сложен разнообразными карбонатными породами, в основном зернистыми известняками и доломитами, залегающими между яаниским и роотсикюласким горизонтами. Нижняя половина горизонта (пангамягиские слои) охарактеризована в районе выходов в первую очередь широким распространением биогермов, а верхняя половина (маазиские и сайкласские слои) — мелководными отложениями с онколитами, строматопороидеями, кораллами и др. Местами встречаются и маломощные прослои эвриптеровых доломитов. На юге о. Сааремаа горизонт представлен толщей глинистых комковатых известняков с частыми прослоями мергелей (сырвеская свита). Нижняя граница горизонта определяется по появлению в разрезе отложений отмельной фации и связанной с ней ассоциации *Coenites juniperinus*. В более глубоководных отложениях граница переходная. Верхняя граница горизонта проведена по исчезновению характерной для яагарахуского горизонта фаунулы — *Densastroma pexisum*, *Palaeofavosites frivolus*, *Bolbiprimitia inaequalis* и др.

**Объем и границы.** Слои, соответствующие современному яагарахускому горизонту, были выделены А. Луха (Luha, 1933) как самостоятельное биостратиграфическое подразделение под названием муху-куревереского горизонта, представленного доломитами, биогермными доломитами и известняками. Типичными для горизонта, по А. Луха, являются *Thecia swinderniana* (= *Romingerella estonica*?), *Acervularia* и *Eurypterus*. Границы горизонта были зафиксированы А. Луха уже в работе 1930 года (Luha, 1930), в которой он рассматривал названные слои еще как литостратиграфические подразделения — муху-кесселайдский доломитовый комплекс и пангамяги-яагарахуский известняк. Довольно хорошо была известна нижняя граница горизонта, обнажающаяся на клифах северного побережья островов Сааремаа, Муху, Кесселайд и др. и пройденная несколькими буровыми скважинами (Пангамяги, Яагараху и др.). Верхняя граница была известна лишь в разрезе скв. Везику. Мощность горизонта, по А. Луха, более 15 м.

Более точное представление о строении и мощности горизонта было получено лишь 10 лет назад, после того как на о. Сааремаа был вскрыт буровыми скважинами весь разрез горизонта. А. Аалоэ (1960) исчисляет мощность яагарахуского горизонта в 50,5 (в Кипи) — 55,6 м (в Сакла).

Проведенная в последние годы более детальная обработка палеонтологических и литологических материалов пограничных слоев яагарахуского и роотсикюлаского горизонтов показала, что и биостратиграфическая граница проходит по уровню, отмеченному А. Луха, и что вышележащие слои илисто-детритовых известняков и доломитов, в ко-

торых местами обильны кораллы, строматопороидеи и другие ископаемые организмы, представляют собой уже низы роотсикюлаского горизонта.

Нижняя граница горизонта в более северных районах, т. е. в более мелководных отложениях, за исключением северо-западной части о. Сааремаа, выражена резким контактом между домеритами или глинистыми доломитами яаниского горизонта и вышележащими доломитами. С названным уровнем связано и исчезновение типичной для яаниского горизонта фаунулы (*Mesofavosites secundus*, *Favosites jaaniensis* и др.). В более глубоководных отложениях (скв. Охесааре и др.) граница переходная и проводится в первую очередь по более резкому уменьшению количества глинистого вещества в породах.

Основным проверенным критерием верхней границы горизонта, которая известна только по разрезам буровых скважин, является исчезновение характерной для верхних слоев яагарахуского горизонта фаунулы, состоящей из *Densastroma pexisum, Ecclimadictyon macrotuberculatum, Palaeofavosites frivolus, Bolbiprimitia inaequalis* и *Clavofabella vicina*, а также появление *Parastriatopora commutabilis*.

В литологическом отношении верхняя граница выражена пиритизированной поверхностью перерыва на контакте нижележащих глинистых доломитов или известковых доломитов с вышележащими зернистыми известняками или доломитами вийтаских слоев. В более восточных районах о. Сааремаа (скв. Сакла и Удресоо) характер границы несколько изменяется, так как верхи сайкласких слоев там представлены доломитами с реликтовой илисто-детритовой структурой, а низы роотсикюлаского горизонта — довольно однородными доломитами с незначительным содержанием зернистого материала.

Стратотипом яагарахуского горизонта является каменоломня Яагараху, в которой обнажаются верхи пангамягиских слоев. Наиболее характерен разрез скв. Кингисепп в интервале 76,9—122,3 м.

Таблица 38

**Основные обнажения яагарахуского горизонта**

| Номер обнажения на рис. 69 | Обнажение | Мощность разреза, м | Слои и пачки | Тип обнажения |
|---|---|---|---|---|
| | о. Вайка | 1,5 | Пангамягиские сл. | Береговой уступ |
| 3 | Яагараху | 2,1 | „ „ | Каменоломня |
| 4 | Сепизе | 0,4 | „ „ | Альвар |
| | Каанде | 1,4 | Кесселайдская пч. | Береговой уступ |
| 6 | Сельгазе | 1,2 | Сельгазеская пч. | Каменоломня |
| 7 | Панга | 2,5 | Кесселайдская пч. | Береговой уступ |
| 9 | Ойу | 3,6 | „ „ | То же |
| | Тыре | 0,5 | Сайкласские сл. | Русло реки |
| 10 | Маази | 1,4 | Маазиские сл. | Каменоломня |
| 11 | Сайкла | 0,6 | Сайкласские сл. | То же |
| 12 | Юугу | 5,5 | Кесселайдская пч. | Береговой уступ |
| 14 | Пюссина | 5,5 | „ „ | То же |
| 15 | Лехтметса | 2,8 | „ „ | Каменоломня |
| 16 | Мяла | 1,3 | Маазиские сл. | То же |
| 17 | Кессе | 7,0 | Кесселайдская пч. | Береговой уступ |
| 19 | Салевере | 4,5 | „ „ | Обрыв |
| 20 | Курезе | 1,7 | „ „ | Каменоломня |
| | Халинга | 1,9 | „ „ | „ |
| | Анелема | 2,1 | „ „ | „ |
| | Кайсма | 2,3 | | „ |

Таблица 39

**Мощность яагарахуского горизонта в разрезе буровых скважин**

| Номер скважины на рис. 2 | Скважина | Мощность горизонта, м | Интервал залегания слоев, м | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | | | сайкласких | маазиских | пангамягиских |
| 33 | Пярну | 8,7+ | — | — | 26,1— 34,8 |
| 46 | Коонга | 12,7+ | — | — | 1,0— 13,7 |
| 47 | Тори | 11,0+ | — | — | 0,0— 11,0 |
| | Тахкуранна | 12,1+ | — | — | 52,0— 64,1 |
| | Лийгаласкма | 12,8+ | — | — | 0,4— 13,2 |
| | Маази | 11,1+ | — | 0,3— 11,4 | — |
| | Сайкла | 16,8+ | 1,8— 5,7 | 5,7— 18,6 | — |
| | Удресоо | 12,8+ | 5,3— 13,0 | 13,0— 18,1 | — |
| 48 | Яагараху | 21,1+ | — | — | 0,3— 21,4 |
| | Куревере | 23,1+ | — | — | 0,1— 23,2 |
| | Пангамяги | 17,2+ | — | — | 1,0— 18,2 |
| | Сельгазе | 38,0+ | 1,2— 5,8 | 5,8— 17,6 | 17,6— 39,2 |
| 49 | Мустъяла | 20,6+ | — | — | 4,9— 25,5 |
| | Метскюла I | 22,0+ | — | — | 0,0— 22,0 |
| 50 | Карья-Пярсамаа | 20,8+ | — | 7,1— 10,7 | 10,7— 27,9 |
| 54 | Сакла | 46,4 | 81,6— 89,1 | 89,1—105,4 | 105,4—128,0 |
| 55 | Кипи | 43,8 | 53,6— 60,7 | 60,7— 73,5 | 73,5— 97,4 |
| 57а | Кингисепп | 45,5 | 76,9— 83,8 | 83,8— 99,5 | 99,5—122,3 |
| 60 | Охесааре | 54,4 | 150,5—157,0 | 157,0—170,5 | 170,5—204,9 |

**Распространение и мощность.** Яагарахуский горизонт распространяется в самой юго-западной части материка Эстонии, на о. Сааремаа и на соседних с ним островах. К востоку от пос. Вяндра горизонт размыт (см. рис. 85).

Полоса выхода горизонта протягивается от островов Вайка и Вильсанди вдоль северного побережья о. Сааремаа (см. рис. 69), через острова Муху и Кесселайд и на материке Эстонии — через район, ограниченный Виртсу и Вяндра и г. Пярну. К юго-востоку от линии Вяндра—Пярну породы яагарахуского горизонта покрываются несогласно залегающими девонскими отложениями.

Обнаженность горизонта, особенно его нижней части, хорошая. Наиболее значительные обнажения приведены в табл. 38.

Яагарахуский горизонт пройден рядом буровых скважин (см. табл. 39).

Мощность горизонта, составляющая в средней части о. Сааремаа 43—46 м, увеличивается в южном и в юго-западном направлениях (см. рис. 85), достигая в разрезе скв. Охесааре 54,4 м.

**Обшая литологическая характеристика.** Литологический состав горизонта отличается большим разнообразием. Распространяются главным образом зернистые, реже глинистые известняки, в основном с илисто-детритовой, детритовой или биоморфной структурой, нередко доломитизированные. Наиболее характерны для нижней части горизонта биогермные известняки и доломиты. Дальше к востоку области распространения горизонта низы его представлены преимущественно доломитами, в которых остатки организмов и детрита встречаются относительно редко. Одна пачка доломитов с илистой структурой залегает в верхней части горизонта, где появляются также отдельные прослои эвриптеровых доломитов. В более южном районе (п-ов Сырве) распространяются глинистые известняки с частыми прослоями мергелей.

Текстура пород главным образом горизонтально- или волнистослоистая, в биогермах беспорядочная или массивная, реже, в основном в более южных районах, комковатая.

**Палеонтологическая характеристика.** Для яагарахуского горизонта характерна обильная нормальноморская фаунула. Широко распространены строматопороидеи, кораллы, брахиоподы, остракоды, а также онколиты, соленопориды и строматолиты. В отдельных прослоях обнаружены фрагменты эвриптерид.

Следует отметить, что из-за обширной доломитизации пород яагарахуского горизонта, сопровождавшейся выщелачиванием или сильной перекристаллизацией окаменелостей, остатки организмов, а также их распространение в горизонте еще недостаточно изучены. Большая часть остатков, поддающаяся более точному определению, собрана из немногочисленных обнажений — из каменоломни Яагараху, альвара у Сепизе, русла р. Тыре и др. или из некоторых участков разрезов буровых скважин.

Сравнение фаунул яаниского и яагарахуского горизонтов показывает, что больших различий между ними не наблюдается. В яагарахуское время, особенно в первой половине его существовали многие виды, распространявшиеся уже в яаниское время, такие, как *Simplexodictyon simplex*, *Densastroma pexisum*, *Dolerorthis osiliensis*, *Resserella concavoconvexa*, *Altha lata*, *Rectella aequalis* и многие другие. На это обратил внимание уже Х. Нестор (1964), включивший строматопороидеи обоих горизонтов в одну биозону *Simplexodictyon simplex*. Существенно увеличиваются в яагарахуском горизонте количество и разнообразие табулят. Это, а также появление и других новых элементов объясняется в основном широким распространением отмельной фации. К биогермам приурочены *Actinodictyon ? tenue*, *Favosites mirandus*, *Romingerella estonica* и др. «Пассивными» формами в биогермах являются *«Camarotoechia» bidentata* и *Didymothyris biohermica*.

По палеонтологическому характеру верхняя половина горизонта в известной мере отличается от нижней. В первую очередь бросается в глаза широкое распространение онколитов, появление прослоев с *Eurypterus*, а также отсутствие видов, связанных с биогермами. Появляется характерный для верхних слоев комплекс — *Palaeofavosites pauculus*, *Thecia saaremica*, *Clavofabella vicina* и др. Необходимо отметить, что такая резкая палеонтологическая граница в середине горизонта наблюдается лишь в более северных районах и поэтому не может служить основой для подразделения яагарахуского горизонта на подгоризонты.

Наиболее характерные для яагарахуского горизонта виды обозначены в табл. 40 полужирным шрифтом.

**Подразделения.** Х. Беккер (Bekker, 1925b) первым подразделил нынешний яагарахуский горизонт на вильсанди-пангаский и тагамыйзаский подгоризонты. Судя по их типовым обнажениям, эти подразделения более или менее одновозрастные и отличаются лишь степенью доломитизации пород. Лучше всего было обосновано подразделение, предложенное А. Луха (Luha, 1930). Он выделил в горизонте две фации: а) западную ($J_2W$), или пангамяги-яагарахуский известняковый комплекс, представленный пангамягискими известняками и яагарахускими рифовыми (биогермными) известняками, и б) восточную ($J_2O$), или муху-кесселайдский доломитовый комплекс. Низы последнего сложены кесселайдскими доломитами ($J_2Oa$), над которыми в средней части полосы выхода залегают маази-ранглаские доломиты ($J_2Oc$). Индексом $J_2Ob$ А. Луха обозначил биогермные доломиты, распространение которых связано с кесселайдскими доломитами.

Таблица 40

**Состав фаунулы яагарахуского горизонта**

| Виды | $J_1$ | $J_2P$ | $J_2M$ | $J_2S$ | $K_1$ |
|---|---|---|---|---|---|
| Stromatoporoidea | | | | | |
| *Clathrodictyon kudriavzevi* | + | + | | | |
| *Ecclimadictyon macrotuberculatum* | | + | + | + | |
| *E. astrolaxum* | | + | + | + | |
| *E. robustum* | | + | | + | + |
| *Simplexodictyon simplex* | + | + | | + | |
| **Diplostroma validum** | | + | | | |
| *Densastroma pexisum* | + | + | + | + | |
| **Actinodictyon ? tenue** | | + | | | |
| *A. ? vikingi* | | + | | | |
| Tabulata и Heliolitoidea | | | | | |
| *Palaeofavosites tersus* | | | + | + | |
| **Pf. collatatus** | | + | | | |
| *Pf. parilis* | | + | | | |
| *Pf. pauculus* | | | + | + | |
| **Pf. frivolus** | | | + | + | |
| *Favosites mirandus* | | + | | | |
| *Multisolenia excelsa* | | + | | | |
| *Cladopora? perrara* | | + | | | |
| **Thecia saaremica** | | + | + | + | |
| *Th. confluens* | | + | | | |
| *Romingerella estonica* | | + | | | |
| *Subalveolites callosus* | | + | | | |
| **Coenites juniperinus** | | + | + | | |
| *Halysites junior* | | + | + | + | |
| *Aulopora enodis* | | + | | | |
| *Mastopora foederata* | | + | | | |
| *Heliolites decipiens* | + | + | | | |
| **Saaremolites inversus** | | + | | | |
| Rugosa | | | | | |
| *Phaulactis* sp. | + | + | | | |
| *Neocystiphyllum* sp. | + | + | | | |
| *Lamprophyllum* ex gr. *degeeri* | + | + | | | |
| *Spongophylloides cylindrica* | | + | | | |
| **Kodonophyllum truncatum** | | + | | | |
| *Acervularia ananas* | | + | | | |
| *Holacanthia flexuosa* | | + | | | |
| *Cystiphyllum siluriense* | | + | | | |
| *Hedstroemophyllum* aff. *stolleyi* | | + | | | |
| **Microplasma schmidti** | | + | | + | |
| Bryozoa | | | | | |
| *Hallopora elegantula* | | + | | | |
| *Lioclema multiporum* | + | + | | | |
| *L. varium* | | + | | | |
| *L. asperum* | | + | | | |
| *Trematoporina pudlovensis* | | + | | | |
| *Ptilodictya lanceolata* | + | + | | | |
| Brachiopoda | | | | | |
| **Dolerorthis osiliensis** | + | + | | | |
| *Platystrophia* sp. 2 | | + | | | |
| *Resserella concavoconvexa* | + | + | | | |
| *Dalejina tripartita* | + | + | | | |
| *Ygera nimia* | + | + | | | |
| **Leptaena rhomboidalis** | | + | | | |
| *L.* sp. 4 | | + | | | |
| *Amphistrophia* sp. | | + | | | |
| *Antirhynchonella* cf. *linguifera* | + | + | | | |
| *«Gypidula» magna* | + | + | + | + | |
| *Rhynchotreta* sp. | + | + | | | |
| *Stegorhynchella borealis* | + | + | + | + | |
| *Sphaerirhynchia* sp. | + | + | | | |
| *«Camarotoechia» bidentata* | + | + | + | + | |

*Продолжение табл. 49*

| Виды | $J_1$ | $J_2P$ | $J_2M$ | $J_2S$ | $K_1$ |
|---|---|---|---|---|---|
| *«Camarotoechia» diodonta* | | + | | | |
| *«C.» nucula* | + | + | + | | + |
| *Atrypa dzwinogrodensis* | + | + | + | + | |
| *Plectatrypa* sp.? | | + | | + | |
| *Meristina* cf. *tumida* | + | + | | | |
| *Whitfieldella upsilon* | + | + | + | + | |
| **Didymothyris biohermica** | | + | | | |
| *Cyrtia trapezoidalis* | + | + | | | |
| *Howelella cuneata* | | + | + | + | + |
| Bivalvia | | | | | |
| *Nuculites ovatus* | + | + | | | |
| Gastropoda | | | | | |
| *Poleumita discors* | + | + | + | | |
| *P. globosa* | + | + | | | |
| *P. sculptus* | + | + | | | |
| *Platyceras cornutum* | + | + | | | |
| *Murchisonia* sp. sp. | | + | + | + | |
| Cephalopoda | | | | | |
| *Michelinoceras («Orthoceras») canaliculatum* | + | + | + | | |
| *Dawsonoceras annulatum* | + | + | | | |
| *Gomphoceras pyriforme* | + | + | | | |
| Trilobita | | | | | |
| *Warburgella* sp. | | + | | | |
| *Encrinurus punctatus* | + | ? | ? | | |
| *Arctinurus ornatus* | | + | | | |
| Scorpionomorpha | | | | | |
| **Eurypterus remipes tetragonophtalmus** | | + | + | + | + |
| Ostracoda | | | | | |
| **Leptobolbina quadricuspidata** | + | + | + | | |
| *Craspedobolbina (Mitrobeyrichia) insulicola* | + | + | | | |
| *C.* (M.) *percurrens* | + | + | + | | |
| *C.* (M.) *cuspidulata* | + | + | + | | |
| **Bolbiprimitia inaequalis** | | | | + | |
| *Beyrichia (Beyrichia) hellviensis* | | + | + | + | |
| *B. (B.) subornata* | | | | + | + |
| *B. (Altibeyrichia) contracta* | | + | | | |
| *Bingeria vesikuensis* | | | | + | + |
| **Clavofabella extenta** | | + | + | + | |
| *C. incurvata* | | + | + | + | + |
| *C. reticristata* | + | + | | | |
| *C. vicina* | | | | + | |
| *Leiocyamus apicatus* | | | | + | + |
| *Signetopsis semicircularis* | | | | + | + |
| *Leperditela gregaria* | + | + | | | |
| *Eoprimitia? versipella* | + | + | | | |
| *Bollia amabilis* | + | + | + | + | |
| *Triemilomatella prisca* | | + | + | | |
| *Lichwinia? silurica* | | | | + | + |
| *Herrmannina* sp. | | + | + | + | ? |
| *Silenis subtriangulatus* | + | + | + | + | |
| *Microheilinella acutafinis* | + | + | | | |
| *M. ianica* | + | + | | | |
| *Altha lata* | + | + | + | + | |
| *Rectella aequalis* | + | + | | | |
| *Gotlandella martinssoni* | + | + | + | + | |
| Agnatha | | | | | |
| *Thelodus laevis* | | | + | + | + |
| *T. schmidti* | | | + | + | + |
| *Katoporus triangulus* | | | + | | |
| *Logania martinssoni* | | | + | + | + |
| *L. ? cruciformis* | | | | + | ? |

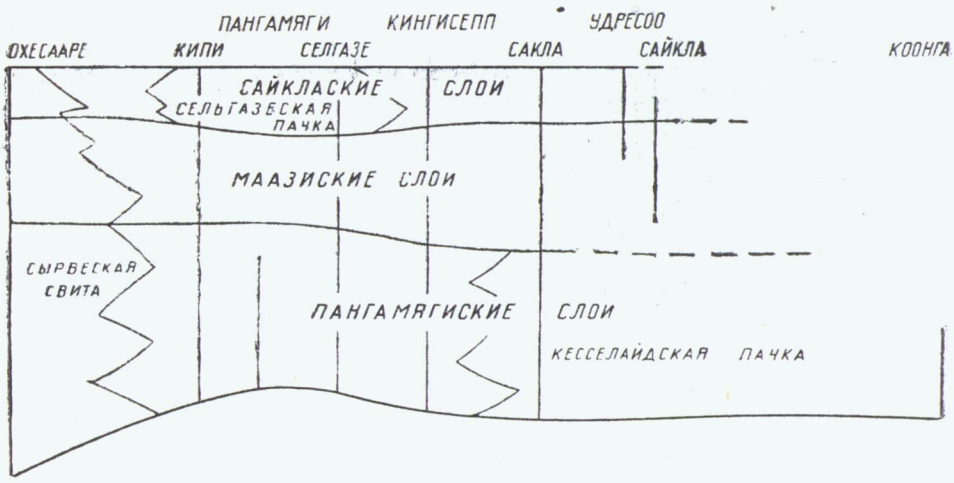



Рис. 67. Схема стратиграфического подразделения яагарахуского горизонта.

Указанные подразделения были А. Аалоэ (1958) переименованы соответственно в пангамягискую ($J_2P$), кесселайдскую ($J_2K$) и маазискую ($J_2M$) пачки. В 1960 г. А. Аалоэ подразделил яагарахуский горизонт на два подгоризонта: нижний, ойуский ($J_2\alpha$), в который вошли кесселайдские доломиты и сопоставляемые с ними слои на западе и юго-западе о. Сааремаа, и верхний, тагавереский ($J_2\beta$).

Новые данные, полученные в ходе изучения материалов буровых скважин, указывают на необходимость переоценки литостратиграфического подразделения яагарахуского горизонта (рис. 67). Бурение скв. Яагараху показало, что распространение биогермов не ограничивается только кесселайдской пачкой и отдельными слоями верхнего подгоризонта на западе о. Сааремаа, как это предполагалось раньше, а они занимают всю нижнюю половину горизонта. Эта часть горизонта, почти целиком пройденная скважиной Пангамяги (см. рис. 68), сопоставляется с пангамягиским известняком, выделенным А. Луха (1930). Поэтому термином «пангамяги» целесообразно обозначить не отдельную пачку, а нижние слои горизонта в целом. На востоке о. Сааремаа и на материке Эстонии в пределах пангамягиских слоев выделяется кесселайдская пачка. Над пангамягискими слоями залегает довольно своеобразный комплекс пород, который соответствует «маази-рангласким доломитам» А. Луха (Luha, 1930) и поэтому назван маазискими слоями. Верхи горизонта сложены сайкласками слоями, в пределах которых в северо-западной части о. Сааремаа довольно резко выделяется сельгазеская пачка. На п-ове Сырве всю мощность горизонта занимает сырвеская свита.

Пангамягиские слои ($J_2P$). Нижняя граница этих слоев проводится по подошве горизонта. Верхняя граница устанавливается по прекращению развития биогермов и по исчезновению типичной для них фауны (*Actinodictyon ? tenue*, *Favosites mirandus*, *Romingerella estonica*, *Didymothyris biohermica* и др.), а также по появлению в разрезе первых слоев типичных эвриптеровых доломитов. Следует отметить, что самый древний фрагмент эвриптеруса найден, по А. Луха (Luha, 1930), в керне скв. Пангамяги, уже в средней части пангамягиских слоев. В разрезе скв. Сельгазе граница (на глубине 17,6 м) представлена

резким контактом между нижележащими детритовыми известняками и тонкослоистыми глинистыми доломитами с *Eurypterus*. Также и в остальных скважинах граница проведена по резкому контакту между нижележащими, более карбонатными и вышележащими, более глинистыми слоями. В пределах сырвеской свиты, т. е. в разрезе скв. Охесааре, границу удалось провести лишь по изменению минералогического состава нерастворимого остатка, по отсутствию в вышележащих маазиских слоях корунда.

Мощность пангамягиских слоев увеличивается в южном направлении и составляет в скв. Карья-Пярсамаа 17,2 м, в Сельгазе 21,6 м и в Охесааре 34,4 м (рис. 68).

Типовым обнажением является обрыв Пангамяги недалеко от каменоломни Яагараху. Наиболее характерный полный разрез вскрыт скв. Кипи в интервале от 73,5 до 97,4 м.

Пангамягиские слои сложены в западной и юго-западной частях о. Сааремаа зернистыми и илисто-зернистыми органогенными известняками. В основном это синевато-серые или желтовато-серые горизонтально- или волнистослоистые, изредка комковатые известняки и глинистые известняки с частыми прослойками мергелей. Часто встречаются пиритизированные поверхности перерыва. На западе о. Сааремаа, в разрезах скв. Куревере, Кипи и Охесааре, обнаружены и отдельные маломощные прослои метабентонитов.

Структура пород весьма разнообразная. Как уже отмечалось выше, встречаются почти все без исключения илисто-зернистые и зернистые породы. Доминируют микро- и мелкокристаллические илисто-грубодетритовые известняки и глинистые известняки. Детрит сложен главным образом обломками криноидей (табл. V, *6*) и остракод, реже брахиопод, кораллов и др. Часто встречаются криноидные известняки.

В породах нередко встречаются псаммит и окатанные обломки пород или скелетов организмов, но конгломератных прослоев мало.

Широко распространены биоморфные породы, в первую очередь коралловые и строматопоровые известняки. Нижней частью скв. Пангамяги вскрыты глинистые онколитовые известняки. К нижней части пангамягиских слоев приурочено и распространение остракодовых известняков с *Herrmannina* и *Beyrichia*.

Биогермы образуют в пангамягиских слоях линзовидные или штокообразные тела, резко отграниченные от вмещающей породы. Величина биогермов различная, но явно показывает тенденцию к увеличению в западном направлении. По А. Аалоэ (1956), поперечник биогермов в материковой части Эстонии не превышает 500 м, а мощность их достигает 10 м; на островах поперечник биогермов местами доходит до нескольких километров, мощность — до 16 м (скв. Карья-Пярсамаа).

На западе о. Сааремаа в строении биогермов принимают активное участие табуляты *Favosites mirandus*, *Romingerella estonica*, *Cladopora perrara* и *Coenites juniperinus*. Широко встречаются строматопороидеи, в основном *Actinodictyon ? tenue*. Активными формами являются также строматолиты, мшанки и ругозы.

В пределах кесселайдской пачки биогермные породы доломитизированы. Они отличаются в первую очередь очень неправильной слоистостью и кавернозностью. Остатки организмов выщелочены или сильно перекристаллизованы, и более точное определение их затруднено. По реликтам можно заключить, что главными рифостроителями здесь являются известковые водоросли и табуляты, особенно представители рода *Coenites*. Реже встречаются ругозы и хализитиды.

В районе распространения биогермов встречаются линзовидные за-

лежи детритово-обломочных доломитов, представляющие собой, вероятно, шлейфы продуктов абразии.

Доломитизация пород наблюдается часто и в области развития пангамягиских слоев. Доломитизированными и в связи с этим кавернозными являются биогермы на островах Вайка и Вильсанди, детритовые и биоморфные известняки в верхней части разреза скв. Куревере, весь разрез скв. Мустъяла и т. д.

Кесселайдская пачка ($J_2K$) занимает всю мощность пангамягиских слоев в материковой части Эстонии, на островах Кесселайд и Муху и в северо-восточной части о. Сааремаа, предположительно до линии Метскюла—Сакла (рис. 67). Типовым обнажением пачки является обрыв Кессе на о. Кесселайд.

Пачка представлена главным образом синевато-серыми или желтовато-серыми горизонтально- или слабо волнистослоистыми доломитами с очень редкими тонкими прослоями домеритов или доломитистой глины. На островах Кесселайд и Муху в средней части пачки встречаются светлые доломиты (карьеры Лехтметса, Мыэга и Ига). В разрезе скв. Сакла верхняя часть пачки мощностью 11,6 м сложена коричневато-серыми волнистослоистыми, местами слабо глинистыми доломитами с более частыми глинистыми прослойками. Эти так называемые раугуские доломиты обнажаются местами в северо-восточной части о. Сааремаа (в русле р. Вылупе и в некоторых старых карьерах у Раугу). На материке Эстонии они встречены в одном временном обнажении восточнее Виртсу.

Из литологических разновидностей в пачке кроме биогермных доломитов следует еще назвать светло-серый тонкослойчатый доломит с частыми прослоями домеритов и относительно многочисленными брахиоподами, распространяющийся около Кергу, а также комплекс тонкослойчатых глинистых доломитов в окрестности Михкли. По А. Аалоэ (1956), эти породы указывают на наличие опресненной лагуны, развивавшейся севернее полосы биогермов.

Структура доломитов кесселайдской пачки в основном мелкокристаллическая, редко тонко- или среднекристаллическая. Детрит и окаменелости довольно редкие или встречаются в отдельных прослоях. Исключение составляют мощные линзовидные залежи мелкокавернозных доломитов с реликтовой грубодетритовой структурой, образующие вокруг биогермов явные шлейфы. Судя по реликтам, детрит в этих доломитах сложен главным образом члениками криноидей. Встречаются и слабо окатанные обломки пород.

В самой восточной части выхода яагарахуского горизонта, в окрестностях Пярну-Яагупи и Кергу, в кесселайдской пачке встречаются также доломиты с реликтовой псаммитовой структурой.

В пределах пачки окаменелости, детрит и псаммит почти всегда выщелочены и в связи с этим породы часто бывают мелкокавернозными.

Маазиские слои ($J_2M$), залегающие над пангамягискими слоями, занимают нижнюю часть верхней половины яагарахуского горизонта. Они представляют собой седиментационный цикл, охватывающий породы начиная с илисто-глинистых и кончая зернистыми. Более или менее аналогичный цикл повторяется в вышележащих сайкласких слоях.

Верхняя граница маазиских слоев в разрезах скв. Кингисепп и Кипи представлена резким контактом между сгустковыми или илисто-грубодетритовыми доломитами и вышележащими глинистыми доломитами, напоминающими эвриптеровые доломиты, а в разрезе скв. Сельгазе — настоящими эвриптеровыми доломитами. На северо-востоке Сааремаа граница выражена резким контактом между илисто-грубодет-

ритово-биоморфными доломитами и вышележащими доломитами со сравнительно небольшим содержанием зернистого материала. В разрезе скв. Сайкла граница проводится по прослою светлой глины мощностью 5 см. В разрезах скважин Удресоо, Сакла и Кингисепп на границе наблюдается пиритизированная поверхность перерыва. Граница характеризуется также резким изменением минералогического состава терригенного компонента и увеличением выше ее количества биотита. Последнее обстоятельство позволило провести границу и в пределах сырвеской свиты.

Типовым обнажением слоев является каменоломня Маази. Наиболее характерный разрез вскрыт скв. Кингисепп в интервале 83,8—99,4. Мощность слоев колеблется от 11,8 до 16,3 м, увеличиваясь в восточном направлении.

Как уже отмечалось выше, низы маазиских слоев сложены глинистыми известняками и доломитами, в которых в керне скв. Сельгазе найден *Eurypterus*. В разрезе скв. Сакла эти породы слабо битуминозные. Средняя и верхняя части слоев представлены в общем варьирующими в широких пределах зернистыми органогенными карбонатными породами. Это серые или желтовато-серые волнистослоистые известняки и доломиты, реже глинистые известняки и доломиты с микро- и мелкокристаллической зернистой органогенной структурой. Преобладают илисто-детритовые, изредка также детритовые породы. Детрит состоит главным образом из члеников криноидей и фрагментов остракод и брахиопод. Отдельными слоями представлены сгустковые, псаммитовые и конгломератовые породы (табл. 1, *2*). Часто встречаются также илисто-детритово-биоморфные породы, преобладающие на северо-востоке о. Сааремаа и на о. Муху. Наиболее широко распространены онколитовые известняки или доломиты со *Sphaerocodium* (так наз. «sibulapaas» — «луковый плитняк»). Встречены также доломиты с *Solenopora* и местами со строматолитами.

В разрезах скв. Удресоо и Кингисепп широко распространяются также кораллово-строматопоровые известняки и доломиты с *Densastroma pexisum, Palaeofavosites tersus, Pf. frivolus, Coenites juniperinus, Halysites junior* и др. Местами выделяются отдельные прослои остракодовых доломитов с *Herrmannina* sp. (каменоломня Маази) и другими. Редко встречаются биоморфные породы с брахиоподами и гастроподами.

В средней части маазиских слоев довольно четко выделяется пачка светло-серых горизонтально- или волнистослоистых доломитов с частыми синевато-серыми разводами мелкорассеянного пирита и с небольшим содержанием реликтов детрита. Распространение пачки ограничивается узкой полосой, охватывающей разрез скв. Кипи (в интервале 63,4—70,0 м), Сакла (94,7—101,6 м) и русло реки Паадремаа у Паатсалу.

Очень часты в маазиских слоях пиритизированные поверхности перерыва. В разрезах скв. Кингисепп у Удресоо обнаружены маломощные прослойки метабентонита. Местами (каменоломня Мяла) встречены явно линзовидные залежи эвриптеровых долсмитов.

Породы маазиских слоев часто доломитизированные и поэтому кавернозные.

Сайкласки е слои ($J_2S$) занимают верхи яагарахуского горизонта, представляющие собой последний седиментационный цикл его.

Типовым обнажением слоев считается каменоломня Сайкла. Характерным является разрез скв. Кингисепп в интервале 76,1—83,8 м.

Мощность сайкласких слоев колеблется от 6,4 до 7,7 м.

Литологический и палеонтологический состав слоев на востоке о. Сааремаа в общих чертах напоминает состав нижележащих маазиских слоев. Доминируют синевато- или желтовато-серые волнистослоистые, реже горизонтальнослоистые доломитовые известняки и доломиты с микро- и мелкокристаллической органогенной структурой. Местами встречаются прослои или пачки глинистых доломитовых известняков и доломитов, а также прослойки доломитов.

Преобладают илисто-детритовые породы. Детрит в них сложен преимущественно члениками криноидей и фрагментами брахиопод, реже остракод. Биоморфные породы представлены главным образом коралло-строматопоровыми доломитами или доломитистыми известняками с *Densastroma* cf. *podolicum, Palaeofavosites frivolus* и др. Встречены также скопления корковидных альвеолитид. Онколитовые породы относительно редкие и распространяются в основном в разрезе скв. Удресоо. В последнем в интервале 6,5—8,0 м обнаружены и псаммитовые доломиты.

Поверхности перерыва и конгломератовые прослои встречаются реже, чем в нижележащих маазиских слоях. В разрезах скв. Кипи и

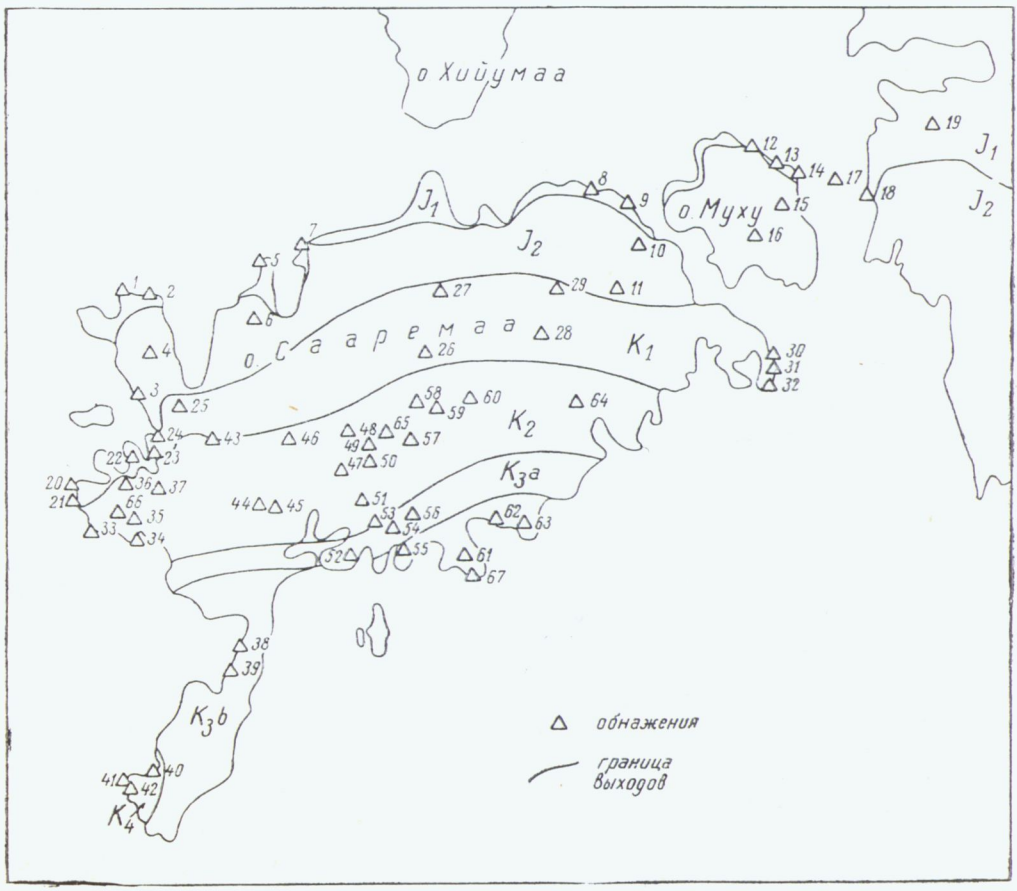



Рис. 69. Выходы и важнейшие обнажения горизонтов венлока и верхнего силура Эстонии.

Названия обнажений приведены в табл. 35, 38, 41, 44.

Охесааре обнаружены отдельные маломощные прослойки метабентонита.

В связи с выщелачиванием окаменелостей и детрита при доломитизации пород последние нередко бывают кавернозными.

Сельгазеская пачка ($J_2Sl$) занимает всю мощность сайкласких слоев на западе о. Сааремаа.

Пачка вскрыта буровыми скважинами Кипи и Сельгазе. Ее полная мощность в разрезе Кипи 7,1 м. Пачка обнажается в обширных карьерах у Сельгазе (рис. 69) к западу от с. Мустъяла, в которых доломит добывают для производства облицовочного камня (так наз. мустъялаский доломит). Эти карьеры рассматриваются как типовое обнажение пачки.

Переходные между сельгазеской пачкой и типичными сайкласкими слоями породы встречены еще в разрезах скважин Мээдла и Сакла, но в скважинах Удресоо и Кингисепп они уже не найдены.

Сельгазеская пачка представлена в основном толстослоистыми горизонтально- или слабо волнистослоистыми синевато-серыми до желтовато-серых доломитами. Местами выделяются отдельные слои тонкослойчатых глинистых доломитов. Характерными для этих пород являются пиритизированные ходы илоедов и беспорядочные пятна мелкорассеянного пирита, которые встречаются в массовом виде и создают своеобразную текстуру. Наблюдаются и пиритизированные поверхности перерыва.

Структура пород в основном тонко- и мелкокристаллическая. Окаменелости встречаются редко. На некоторых уровнях отмечается реликтовая илисто-мелкодетритовая структура. Породы местами мелкокавернозные из-за выщелачивания окаменелостей и детрита.

### Сырвеская свита ($J_2Sv$)

Разрез свиты представлен довольно однородным переслаиванием синевато-серых комковатых глинистых доломитистых известняков (табл. VIII, *6*) и синевато-серых или зеленоватых доломитистых мергелей. Только в верхней части свиты в интервале 155,5—162,5 м встречаются отдельные комплексы зернистых известняков (табл. II, *5*) и доломитов, которые соответствуют в основном верхней части маазиских слоев и образовались из более мелководных осадков (см. рис. 68).

Структура мергелей микрокристаллическая до тонкокристаллической. Местами встречается небольшая примесь шлама, сгустков или мелкого детрита. Структура глинистых известняков преимущественно от микро- до мелкокристаллической, с редким детритом (табл. VI, *2*). Последний состоит из обломков криноидей, брахиопод и остракод. Местами наблюдается примесь сгустков, карбонатных песчинок и мелких окатанных обломков пород. Отдельные комки глинистого известняка илисто-мелкодетритовые или даже крупнодетритовые. На глубине 191,7—191,8 м залегает биоморфный прослой со створками *Leptaena* и *Atrypa*, а на глубине 152,0—152,3 м отмечается массовое скопление ветвистых табулят.

В интервале 155,5—162,5 м текстура пород горизонтально- и волнистослоистая. Преобладает микро- или мелкокристаллическая илисто-крупнодетритовая структура. Детрит сложен обломками брахиопод, гастропод, ракообразных и др. Местами встречаются сгустковые и псаммитовые известняки. На глубине 156,0—157,0 м выделяется слой глинистого доломита с мелко- и среднекристаллической структурой.

Для сырвеской свиты характерны частые пиритизированные поверхности перерыва.

Основой для выделения эквивалентов пангамягиских, маазиских и сайкласких слоев в пределах сырвеской свиты послужили резкие изменения в распространении отдельных минералов нерастворимого остатка. Судя по материалам Э. Юргенсон, границы этих изменений более или менее совпадают с границами выделенных слоев.

## РООТСИКЮЛАСКИЙ ГОРИЗОНТ

= Schichten mit Eurypterus und Fischreste (Obere Oeselsche Gruppe) — Schmidt, 1858;
= Plattendolomite bei Rootsiküll und Plattenkalken beim Gesinde-Wessiko (Obere Oeselsche Schichtengruppe K) — Schmidt, 1881;
= Lower part of Sagaristi zone of Oesel Formation — Twenhofel, 1916;
= Saaremaa lademe Rootsiküla-Kaarma vöö ($K_1$) — Bekker, 1925b;
= Kaarma lade ($K_1$) — Luha, 1933;
= каармаский горизонт ($K_1$) — Аалоэ и др., 1958;
= роотсикюлаский горизонт ($K_1$) — Эйнасто, 1968.

Роотсикюлаский горизонт, охватывающий верхневенлокские и нижнелудловские мелководные карбонатные отложения, залегающие между яагарахуским и паадласким горизонтами, представлен циклически чередующимися тонкослоистыми зернистыми, илисто-зернистыми и илистыми в разной степени глинистыми известняками и седиментационными доломитами общей мощностью 30—50 м. Для горизонта характерно присутствие ассоциации эвриптерид, меростомат и агнат (остеостраков и телодонтов) и широкое распространение строматолитов, онколитов и других водорослевых образований.

Нижняя граница горизонта проводится по кровле сайкласких слоев на уровне исчезновения остракод *Bolbiprimitia inaequalis* и *Clavofabella vicina*, табулят *Palaeofavosites frivolus*, строматопороидей *Densastroma pexisum* и др. Верхняя граница устанавливается по литологически повсеместно резко выраженному контакту толстоплитчатых чистых обломочно-оолитовых, биоморфных или скрытокристаллических вторичных доломитов соэгининаских слоев и тонкослойчатых глинистых доломитов или полукомковатых илисто-детритовых известняков саувереских слоев. Выше этого контакта в разрезе Охесааре появляется характерный для паадлаского горизонта *Didymothyris didyma*.

Согласно региональной цикличности, роотсикюлаский горизонт подразделяется на вийтаские, кууснымметские, везикуские и соэгининаские слои (см. рис. 72).

**Объем и границы.** Стратиграфическая самостоятельность слоев с *Eurypterus* («Eurypterusschicht») впервые была ясно показана Ф. Шмидтом в 1891 году (Schmidt, 1891), когда он выделил их в качестве нижнего горизонта лудловского яруса («Tiefste Stufe Zone K»), хотя по специфической фауне и литологическому облику эти слои им выделялись уже и в более ранних трудах (Schmidt, 1858, 1881). Географическое название рассматриваемому подразделению дал Х. Беккер (Bekker, 1925b), включив его в качестве подгоризонта Роотсикюла-Каарма в состав горизонта Сааремаа, соответствующего по объему всему верхнему силуру. Из двойного названия А. Луха впоследствии неудачно выбрал более короткое — Каарма (Luha, 1933), хотя основным и наиболее характерным обнажением рассматриваемого подразделения всегда считалось богатое местонахождение эвриптерид и остеостраков в дер. Роотсикюла, служившее по существу стратотипом каармаского горизонта. А. Луха (Luha, 1929*, 1930), опираясь на данные изучения пробуренных в 1928 г. неглубоких скважин в районе Атла, Везику и Каали, установил гораздо более значительную мощность эвриптеровых слоев (на западе о. Сааремаа 35 м, а в центральной части острова

* A. Luha. Stratigraphische Untersuchungen auf Ösel, Moon und angrenzendem Estlande (Unterösel und Eurypterusschichten). Докторская диссертация. 1929. Фонды научной библиотеки ТГУ.

свыше 60 м) и сложное строение всей толщи, в разрезе которой типичный эвриптеровый доломит многократно повторяется и ритмично чередуется с оолитовыми, скрытокристаллическими и различными органогенно-обломочными известняками (см. рис. 74). Нижнюю границу рассматриваемого горизонта А. Луха провел по подошве самого нижнего из известных ему прослоев доломита эвриптерового типа, почти не обосновав ее биостратиграфически. Верхняя граница была им проведена в скв. Рийумяги по контакту богатых органическими остатками комковатых, частично биогермных известняков и светлых толстоплитчатых микрослойчатых глинистых доломитов, сопоставляемых им с контактом между известняками и доломитами в обнажениях Химмисте-Куйгу, Пяхкла, Пярни и др. Впоследствии было доказано (Аалоэ, 1963), что этот контакт в обнажениях не соответствует верхней границе роотсикюлаского горизонта, а является границей циклов в середине паадлаского горизонта.

В настоящее время объем роотсикюлаского горизонта определяется главным образом широким площадным распространением мелководной эвриптеровой фации, обусловившей на всей исследуемой территории существенные изменения в составе фауны. Однако еще мало известно, какие из этих изменений имеют стратиграфическое значение на более обширной территории и какие отражают лишь местные фациальные изменения. Наиболее древние отложения эвриптеровой фации (первичные доломиты) в Эстонии установлены в маазиских слоях (скв. Сельгазе), но их распространение ограничивается лишь северо-западной частью рассматриваемой территории. В вышележащих седиментационных циклах (сайкласские, вийтаские слои) они приобретают все более широкое распространение, достигая максимума в везикуских слоях. Вследствие этого при проведении нижней границы роотсикюлаского горизонта приходится сталкиваться с некоторыми трудностями, так как изменения в составе фаунул происходят на данной территории на разных уровнях. Если характерный для «нормальной» фации верхней части яагарахуского горизонта *Bolbiprimitia inaqualis* в скв. Кингисепп распространяется в средней части маазиских слоев, то в скв. Охесааре он встречен в вышележащих сайкласких слоях непосредственно ниже верхней границы яагарахуского горизонта. В обоих разрезах ему сопутствуют различные ассоциации остракод: в первой — *Bingeria vesikuensis, Lichwinia ? silurica, Clavofabella incurvata* и др., во второй — кроме последнего еще *Beyrichia subornata* и *Leiocyamus apicatus*. Все эти виды переходят и в роотсикюлаский горизонт (см. рис. 74; табл. 43).

Широко распространяющиеся в сайкласких слоях (скв. Кингисепп и Везику) своеобразные корковидные альвеолитиды в скв. Кипи найдены в вийтаских слоях вместе с руководящим видом роотсикюлаского горизонта *Parastriatopora commutabilis* и поэтому также не могут служить общим критерием для проведения рассматриваемой границы. Вместе с корковидными альвеолитидами в скв. Кингисепп найден наряду с типичными яагарахускими видами *Ecclimadictyon macrotuberculatum* и *Palaeofavosites frivolus* также *Densastroma podolicum*, часто встречающийся в роотсикюласком и паадласком горизонтах. Найденный только в роотсикюласком горизонте и широко распространенный там вид *Parastriatopora commutabilis* можно считать зональным. Но и он для проведения границы в разрезах буровых скважин мало пригоден, так как связан в основном с определенным типом пород, практически не встречающимся в низах роотсикюлаского горизонта.

Таким образом, в настоящее время биостратиграфическими критериями для проведения границы роотсикюлаского и яагарахуского гори-

зонтов являются, во-первых, исчезновение остракод *Bolbiprimitia inaequalis* и *Clavofabella vicina*, строматопороидей *Densastroma pexisum* и *Ecclimadictyon macrotuberculatum*, табулят *Palaeofavosites frivolus* и *Barrandeolites* sp., во-вторых, появление *Parastriatopora commutabilis*. Необходимо при этом иметь в виду, что по ним не всегда можно провести границу с достаточной точностью. Стратиграфическое распространение специфических групп фауны, эвриптерид и бесчелюстных, еще изучено недостаточно.

По литологическим критериям нижняя граница роотсикюлаского горизонта проведена на основе циклического строения отложений. Границей считается нижняя граница цикла, в котором впервые на всей площади исследуемой территории распространяются эвриптеровые отложения. Во всех изученных разрезах (кроме Сакла) эта граница ясно выражена; на тиховодных доломитовых мергелях (скв. Охесааре), глинистых доломитах каармаского типа (скв. Кипи, Паадла, Мээдла) или на коралловых известковых доломитах (скв. Кингисепп, Везику) сайкласких слоев яагарахуского горизонта с перерывом залегают более подвижноводные илисто-детритовые (скв. Охесааре, Кингисепп) или разные зернистые и илисто-биоморфные известняки (в скв. Кипи доломитизированные) низов вийтаских слоев роотсикюлаского горизонта. В скв. Сакла рассматриваемая граница проведена по нижней границе саклаской пачки на глубине 81,6 м, маркированной также поверхностью перерыва. Но здесь на границе изменение происходит в противоположном направлении: ниже ее залегают разные детритовые и биоморфные вторичные доломиты, а выше — относительно однородные доломиты (часто с пиритовыми пятнами), характерные для верхней части циклов. Это заставляет сомневаться в синхронности проводимой в скв. Сакла границы с соответствующей границей в других разрезах. Однако из-за отсутствия веских доказательств данный вопрос остается открытым.

Нижняя граница роотсикюлаского горизонта нигде не обнажается и вскрыта только буровыми скважинами.

Верхняя граница роотсикюлаского горизонта прослеживается по литологически повсеместно резко выраженному контакту толстоплитчатых чистых зернистых и илисто-зернистых вторичных доломитов соэгинаских слоев и тонкослойчатых глинистых доломитов (в скв. Кипи — эвриптеровых) или полукомковатых детритистых глинистых доломитизированных известняков. Выше этого контакта в районе Охесааре появляется характерный для паадлаского горизонта *Didymothyris didyma*.

Стратотипом роотсикюлаского горизонта является известное местонахождение эвриптерид и остеостраков в Роотсикюла у хутора Вийта. В фациальном отношении для данного горизонта наиболее характерен разрез скв. Кипи (интервал 25,6—53,6 м).

**Распространение и мощность.** Роотсикюлаский горизонт распространен почти на всей территории о. Сааремаа, за исключением его северных окраин. Выход горизонта протягивается в виде полосы шириной 5—15 км от п-ова Атла, через Кихельконна, Охтья, Ратла, оз. Койги до п-ова Кюбассааре (рис. 69). В результате изменения объема горизонта целый ряд обнажений (в том числе и бывший стратотип каармаского горизонта) был отнесен к вышележащему паадласкому горизонту.

Обнаженность роотсикюлаского горизонта плохая, лучшие обнажения — это небольшие береговые уступы (см. табл. 41). Полностью горизонт вскрыт восмью буровыми скважинами (см. табл. 42). Мощность его колеблется от 28,0 до 47,0 м. Увеличение мощности рассматриваемого горизонта происходит в южном и восточном направлениях (см. рис. 86). Судя по возрастающей к востоку мелководности отложений,

Таблица 41

**Основные обнажения роотсикюлаского горизонта**

| Номер обнажения на рис. 69 | Обнажение | Слои и пачки | Мощность разреза, м | Тип обнажения |
|---|---|---|---|---|
| 20 | Эльда | Кууснымметские сл. | 1,5 | Береговой уступ |
| | Калласте | „ „ | 1,1 | „ |
| 21 | Соэгинина | Везикуские и соэгининаские сл. | 4,2 | „ |
| 22 | Кууснымме | Кууснымметские сл. | 1,7 | Шурф |
| 23 | Везику | Везикуские сл. | 1,2 | Бровка ручья |
| | Лаази | „ „ | 1,2 | Каменоломня |
| 24 | Вийта | Вийтаские сл. | 2,1 | „ |
| 25 | Ляэги | „ „ | 1,4 | „ |
| 26 | Эйкла | Соэгининаские сл. | 0,3 | „ |
| | Пааде | „ „ | 0,9 | „ |
| | Кескверe | Везикуские и соэгининаские сл. | 5,0 | Колодец |
| | Матси | Соэгининаские сл. | 3,0 | „ |
| 27 | Памма | Вийтаские сл. | 2,7 | Каменоломня |
| | Пуртса | „ „ | 0,7 | „ |
| | Нава | „ „ | 0,9 | „ |
| | Хяэска | Соэгининаские сл. | 1,1 | Канава |
| 28 | Вякра | „ „ | 1,3 | Каменоломня |
| | Ратла | Везикуские сл. | 0,4 | Канава |
| 29 | Тагаверe | Саклаская пч. | 2,5 | Каменоломня |
| | Мурая-Пярди | Соэгининаские сл. | 3,8 | Колодец |
| | Кырквере | Вийтаские сл. (?) | 1,2 | Береговой уступ |
| 30 | Хюльге | Соэгнинаские и саувереские ($K_2$) сл. | 2,8 | „ |
| 31 | Аникайтсе | Соэгининаские сл. | | „ |
| 32 | Кюбассааре | „ „ | 2,7 | „ |

Таблица 42

**Мощность роотсикюлаского горизонта в разрезах буровых скважин**

| Номер скважины на рис. 2 | Скважина | Мощность, м | Интервал залегания слоев, м | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | соэгининаских | везикуских | кууснымметских | вийтаских |
| 51 | Сагаристе | 30,4+ | 16,5— 23,6 | 23,6— 31,5 | 31,5— 33,2 | 33,2— 46,9+ |
| 52 | Каармизе | 14,8+ | 16,3— 21,9 | 21,9— 30,2 | 30,2— 31,1+ | |
| 53 | Мээдла | 28,5 | 17,5— 22,4 | 22,4— 31,5 | 31,5— 34,3 | 34,3— 46,0 |
| 54 | Сакла | 47,0 | 34,6— 41,6 | 41,6— 48,8 | 48,8— 51,5 | 51,5— 81,6 |
| 55 | Кипи | 28,0 | 25,6— 29,1 | 29,1— 38,3 | 38,3—42,2 | 42,2— 53,6 |
| 56 | Паадла | 28,5 | 15,0— 20,7 | 20,7— 28,8 | 28,8— 31,8 | 31,8— 42,5 |
| 57а | Кингисепп (Управл. геол.) | 33,8 | 43,8— 49,4 | 49,4— 58,3 | 58,3— 61,6 | 61,6— 77,6 |
| 57б | Кингисепп (Инст. геол.) | 31,6 | 45,3— 50,0 | 50,0— 58,6 | 58,6— 61,7 | 61,7— 76,9 |
| 59 | Каугатума | 32,1+ | 82,0— 86,8 | 86,8— 96,0 | 96,0— 99,4 | 99,4—114,1 |
| 60 | Охесааре | 32,1 | 118,4—123,7 | 123,7—133,7 | 133,7—137,6 | 137,6—150,5 |
| 61 | Колка | 33,1 | 305,4—310,1 | 310,1—313,8 | 313,8—318,6 | 318,6—338,5 |

можно предполагать, что общая мощность роотсикюлаского горизонта к востоку от Сакла снова уменьшается.

**Общая литологическая характеристика.** Роотсикюлаский горизонт сложен ненормальноморскими мелководными карбонатными отложениями, охарактеризованными тонкослоистым чередованием разных известняков, в частности зернистых, и седиментационных доломитов с ясно выраженной микрослойчатостью. В чередовании этих пород наблюдается сложная, более или менее ясно выраженная цикличность, а в пределах последней — нередко еще и более мелкомасштабная ритмичность. Нижняя часть цикла сложена в основном чистыми зернистыми известняками (обломочно-оолитовые, сгустковые и биоморфно-детритовые). Встречаются скопления онколитов, створок остракод, пелецинод. Характерны частые поверхности перерыва, нередко с желваковыми строматолитами на них. В средней части цикла преобладают тиховодные глинистые доломитовые породы, в первую очередь эвриптеровые доломиты или фациально их замещающие каармаские доломиты (Эйнасто, 1962). В виде прослоев встречаются известняки, характерные для нижней части цикла, и пластовые строматолиты. Верхи циклов сложены узорчатыми доломитами.

Переходы внутри цикла постепенные, а границы циклов резкие и в большинстве случаев маркируются ясно выраженными поверхностями перерыва (табл. X, *3*). Мощность полных циклов колеблется от 8 до 12 м. Лучше всего они выражены в северо-западной части исследуемой территории (скв. Кипи). К югу и востоку циклы постепенно становятся менее ясными. В них происходит последовательная смена подвижноводных чистых известковых зернистых осадков тиховодными глинистыми седиментационными доломитами, образовавшимися уже выше по-

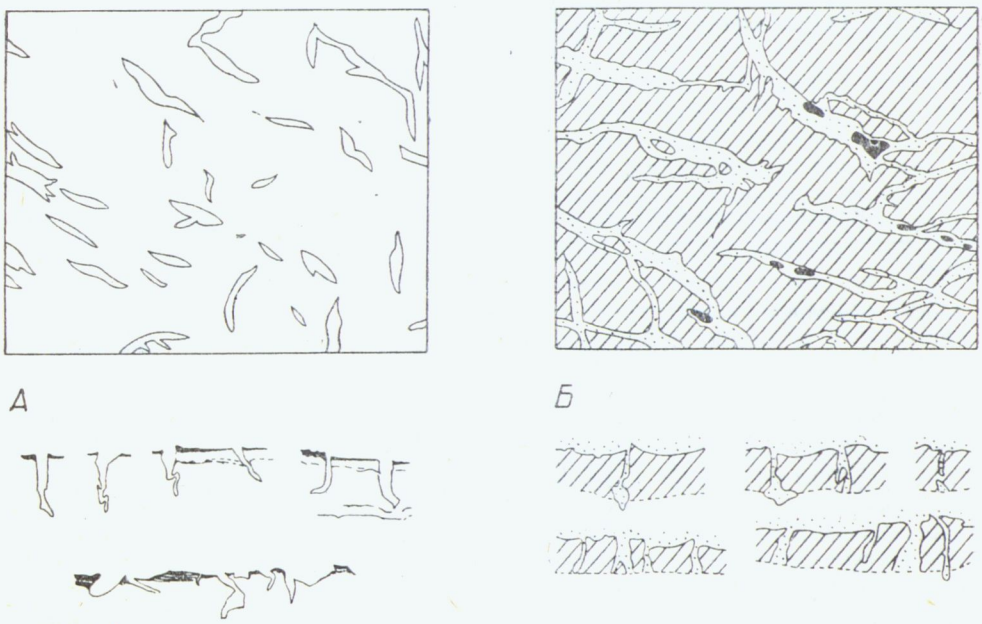



Рис. 70. Трещины усыхания в отложениях роотсикюлаского горизонта. План и разрезы, ×0,75.

А — неполные трещины в эвриптеровом доломите на 15 см ниже его верхнего контакта, Вийта; трещины в разрезе изогнуты в результате последующего уплотнения осадка; *Б* — нетипичная система трещин в прослое скрытокристаллического известняка, заполненных сгустковым материалом вышележащего осадка; шурф у Куусныме, низы $K_1Vs$.

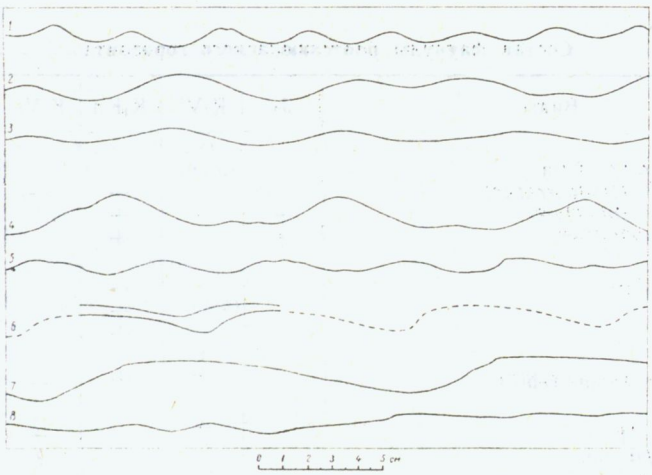


Рис. 71. Срезы знаков ряби из отложений роотсикюлаского горизонта; зарисовка с натуры, ×0,3.

*1 — 3* — знаки волнения на разных поверхностях напластования; Эйкла, $K_1Sn$ (ср. табл. IX, *6*); *4* — сложные знаки волнения, образованные из знаков течения; Ляэги. $K_1Vt$; *5* — неясные знаки волнения; Памма. $K_1Vt$; *6* — знаки течения из керна скв. Кипи, глубина 34,42 м, $K_1Vs$; *7* — ясные знаки течения на клифе Кюбассааре, $K_1Sn$?; *8* — неясные перекрестные знаки волнения на знаках течения (*7*).

стоянно-подвижноводной зоны бассейна на глубине первых метров ниже уровня воды.

На исключительно мелководные условия образования отложений роотсикюлаского горизонта указывают установленные на разных стратиграфических уровнях трещины усыхания (рис. 70), симметричные и асимметричные знаки ряби (рис. 71; табл. IX, *6*), многочисленные поверхности перерыва (Эйнасто, 1964) и другие текстурные особенности пород. В более глинистых породах наблюдается обилие разнообразных следов жизнедеятельности илоедов.

Для отложений роотсикюлаского горизонта характерен пестрый минералогический состав терригенного компонента и относительно высокое содержание алевритовой фракции (см. гл. II).

**Палеонтологическая характеристика.** Специфические фациальные условия в роотсикюлаское время обусловили своеобразие ископаемой фауны и флоры: с одной стороны, однообразие и немногочисленное количество видов нормальноморских групп фауны — табулят, строматопороидей, ругоз, брахиопод, мшанок, остракод и других, с другой — присутствие некоторых специфических групп организмов, таких, как эвриптериды, меростоматы, остеостраки, телодонты, и широкое распространение различных водорослевых образований — строматолитов, онколитов, соленопорид и др. Трилобиты в отложениях горизонта отсутствуют.

Среди исследователей долго было распространено мнение о полном отсутствии в роотсикюласком горизонте также кораллов, строматопороидей, мшанок и других нормальноморских групп организмов, и поэтому их особенно не искали. Такой взгляд в значительной мере был обусловлен плохой обнаженностью разреза и региональным распространением вторичной доломитизации известняков восточнее Центральной возвышенности. В течение последнего десятилетия все же в западной части выходов в роотсикюласком горизонте установлено пять видов табулят (Клааманн, 1962), три вида строматопороидей (Нестор, 1966),

Таблица 43

**Состав фаунулы роотсикюлаского горизонта**

| Виды | $J_2$ | $K_1Vt$ | $K_1Kn$ | $K_1Vs$ | $K_1Sn$ | $K_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Stromatoporoidea | | | | | | |
| *Clathrodictyon? stelliparratum* | | | + | + | | + |
| *Ecclimadictyon robustum* | + | + | + | | | |
| *Densastroma podolicum* | + | | + | | | + |
| Tabulata | | | | | | |
| *Favosites caelestis* | | | + | | | |
| *F. opinabilis* | | | + | | | |
| *F. similis* | | + | + | | + | + |
| *F. forbesi* | | + | | | | + |
| **Parastriatopora commutabilis** | | + | + | + | + | |
| Bryozoa | | | | | | |
| *Eridotrypa* sp. sp. | | + | | + | | |
| *Pseudoleptotrypa* sp. | | | | ? | | |
| Brachiopoda | | | | | | |
| *Conchidium* sp. | | | | + | | |
| *«Camarotoechia» nucula* | + | | | + | | + |
| **Howelella cuniculi** | + | + | | + | | |
| *H. cuneata* | + | + | | + | | |
| *Pseudolingula nana* | | + | | + | | |
| Bivalvia | | | | | | |
| *Pteronitella retroflexa* | | | | + | + | + |
| *Pterinea reticulata* | | | | | + | |
| Gastropoda | | | | | | |
| *Murchisonia compressa* | | + | + | + | + | + |
| **«Platyschisma» helicites** | | | | + | | |
| Cephalopoda | | | | | | |
| *«Orthoceras» tenuis* | | + | | + | + | |
| Ostracoda | | | | | | |
| **Bingeria vesikuensis** | + | + | | | | |
| **Clavofabella diffusa** | | + | | + | | + |
| *Leiocyamus apicatus* | + | + | | + | | |
| *Signetopsis semicircularis* | + | + | | | | |
| *Lichwinia? silurica* | + | + | | | | |
| **Herrmannina phaseola** | | + | + | + | + | + |
| *Longiscula* sp. | + | + | | | | |
| *Beyrichia* (B.) *subornata* | + | + | | | | |
| *B.* (B.) cf. *snoderniana* | | + | | | | |
| *Clavofabella incurvata* | + | + | | | | |
| *Altha* sp. | + | + | | | | |
| Crustacea, Merostomata, Scorpionomorpha | | | | | | |
| *Cyprilepas holmi* | | + | | | | |
| *Ceratiocaris noetlingi* | | + | | | | |
| **Bunodes lunula** | | + | | | | |
| *B. rugosus* | | + | | | | |
| *B. schrenkii* | | + | | | | |
| *Pseudoniscus aculeatus* | | + | | | | |
| *Hughmilleria (Nanahughmilleria) patteni* | | + | | | | |
| **Eurypterus remipes tetragonophtalmus** | + | + | | + | | + |
| *E. laticeps* | | + | | | | |
| *Dolichopterus stoermeri* | | + | | | | |
| *D.* sp. | | + | | | | |
| *Pterygotus (Pterygotus) impacatus* | | + | | | | |
| *P.* sp. | | + | | | | + |
| **Erettopterus (Erettopterus) laticauda** | | + | | | | |
| **E. (Truncatiramus) osiliensis** | | + | | | | + |
| *Carcinosoma* sp. | | + | | | | |
| *Mixopterus simonsoni* | | + | | | | |
| Conodonta | | | | | | |
| *Hindeodella equidentata* | | | | + | | |
| *Spathognathodus primus* | | | | + | | |

*Продолжение табл. 43*

| Виды | $J_2$ | $K_1Vt$ | $K_1Kn$ | $K_1Vs$ | $K_1Sn$ | $K_2$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| *Neoprioniodus* sp. (*N. excavatus*) | | + | | + | | |
| *Spathognathodus inclinatus inclinatus* | | cf. | | | | |
| *Ligonodina salopia* | | + | | | | |
| *Lonchodina walliseri* | | + | | + | | |
| **Spathognathodus murchisoni** | | + | | | | |
| *S.* sp. (aff. *S. sagitta bohemicus*) | | + | | | | |
| *Ozarkodina* aff. *media* | | + | | + | | |
| *O.* sp. (aff. *O. ziegleri tenuiramea*) | | + | | | | |
| *Trichonodella* sp. sp. | | + | | + | | |
| *Plectospathodus* **sp.** | | + | | + | | |
| *Hindeodella* sp. | | + | | + | | |
| *Ozarkodina* sp. | | + | | | | |
| *Panderodus* sp. sp. | | + | | | | |
| Varia | | | | | | |
| *Lumbriconerites obliquus* | | | | + | | |
| L. *perdentatus* | | | | + | | |
| *Arabellites* sp. | | | | + | | |
| *Eunicites* sp. | | | | + | | |
| *Styliolina* sp. | | + | | | | |
| Agnatha | | | | | | |
| **Thelodus laevis** | + | + | | + | | + |
| *T.* schmidti | + | + | | + | | + |
| *T. pugniformis* | | + | | + | | + |
| *T. bicostatus* | | | | + | | + |
| *T. parvidens* | | | | + | | + |
| *T. trilobatus* | | + | | | | + |
| *Logania martinssoni* | + | + | | + | | + |
| *L. cruciformis* | + | | | ? | | + |
| *Phlebolepis elegans* | | + | | | | + |
| **Tremataspis schmidti** | | + | | + | | |
| *Saaremaaspis mickwitzi* | | + | | + | | |
| *Oeselaspis pustulata* | | | | + | | + |
| *Witaaspis schrenckii* | | + | | + | | + |
| **Thyestes verrucosus** | | + | | | | |
| *Saarolepis oeselensis* | | | | + | | + |

ругозы, новые виды брахиопод (Рубель, 1970), остракод (Сарв, 1968) хорошей сохранности. В настоящее время сводный список фауны и флоры включает 85 видов (табл. 43), из которых пелециподы, гастроподы, конодонты, сколекодонты и водоросли изучены очень слабо.

Руководящим видом для роотсикюлаского горизонта, встречающимся довольно часто во всех его подразделениях и не найденным в других горизонтах, является *Parastriatopora commutabilis*.

**Подразделения.** За основу литостратиграфического подразделения роотсикюлаского горизонта целесообразно принять циклическое строение его отложений. Ясно выраженные границы седиментационных циклов в большинстве случаев прослеживаются лучше других уровней и, по всей вероятности, синхронны на всей территории распространения эвриптеровой фации.

Выделяемые на основе цикличности слои литологически неоднородные, но четко отличаются от ниже- и вышележащих слоев. Предложенные раньше подразделения бывшего каармаского горизонта (Аалоэ, 1960; Эйнасто, 1962) оказались после стратиграфической ревизии частично ошибочными. Соответственно циклам роотсикюлаский горизонт подразделяется на следующие слои (снизу вверх): вийтаские, куусным-

меские, везикуские и соэгининаские, причем на юге и востоке в пределах вийтаских и кууснымметских слоев выделяется еще литологически однообразная, плохо сопоставимая с другими разрезами сакласка пачка (рис. 72).

Вийтаские слои ($K_1Vt$) слагают нижнюю часть горизонта и представляют собой единый седиментационный цикл, сложенный в нижней части в основном изменчивыми илисто-зернистыми известняками с прослоями разных зернистых известняков и с частыми поверхностями перерыва, а в верхней — первичными доломитами, среди которых особое значение имеют эвриптеровые (на западе) и так называемые каармаские доломиты (на востоке).

В вийтаских слоях эвриптеровый доломит со специфической фаунулой впервые в пределах современного о. Сааремаа имеет широкое площадное распространение. Максимальная мощность отдельного слоя эвриптерового доломита (1,8 м) зарегистрирована в разрезе скв. Кипи (инт. 43,0—44,8 м; рис, 13); этот слой частично обнажается и в стратотипе у Вийта. Из Вийта известны также скопления остатков эвриптерид и меростомат отличной сохранности в виде более или менее цельных скорлуп или их детрита. Их удлиненные остатки часто ориентированы в меридиональном направлении, спиной вниз (рис. 73).

К югу и востоку мощность слоев эвриптеровых доломитов уменьшается и в них также как в везикуских и химмистеских слоях появляются тонкие прослои детритовых, обломочно-сгустковых и скрытокристаллических глинистых известняков (скв. Каугатума). Дальше к югу и востоку эвриптеровые доломиты выклиниваются или замещаются доломитами каармаского типа сакласка пачки. В районе выклинивания (Охесааре) ограниченно наблюдается тонкослоистое чередовние эвриптерового доломита со скрытокристаллическим известняком (табл. VIII, *5*), подобно чередованию их в везикуских слоях.

Верхи вийтаских слоев непосредственно ниже границы сложены

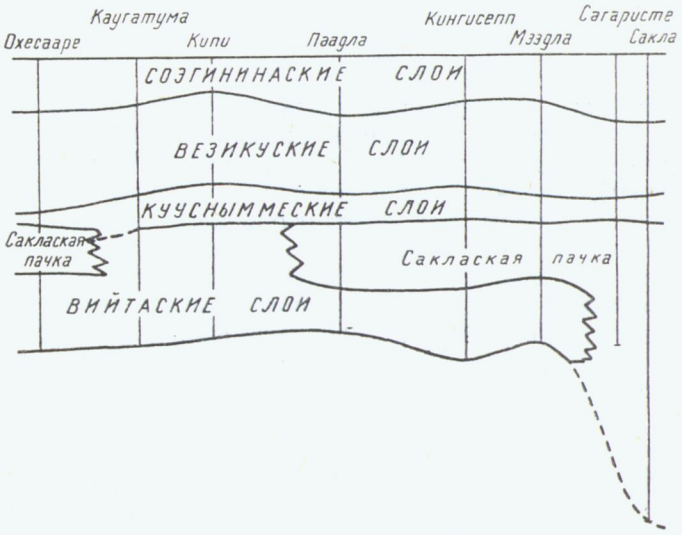



Рис. 72. Схема стратиграфического подразделения роотсикюлаского горизонта.

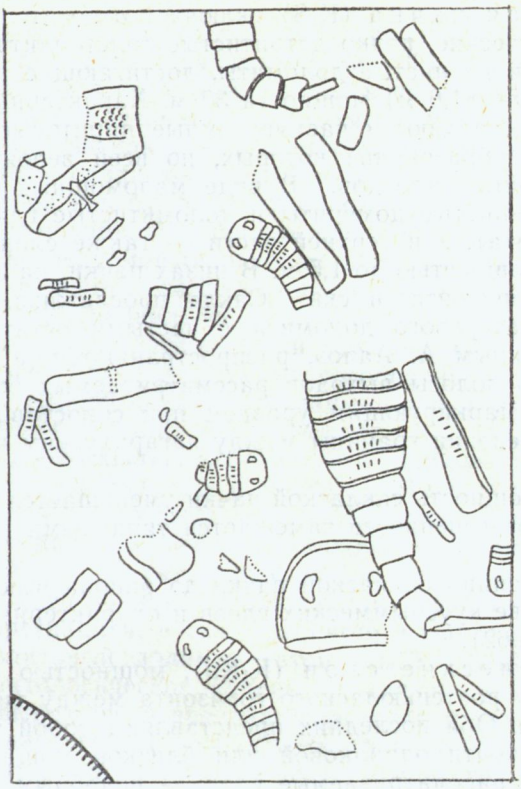


Рис. 73. Скопление слаборазрушенных остатков эвриптерид, ориентированных приблизительно в меридиональном направлении, хвостами к югу.
Вийта, на 0,38—0,40 м ниже верхнего контакта пласта эвриптерового доломита, × 0,3.

глинистыми доломитами с многочисленными ходами илоедов, обусловившими своеобразную узорчатую текстуру породы (табл. IX, *4*).

Из фаунулы вийтаских слоев в первую очередь следует отметить эвриптерид, меростомат и бесчелюстных, известных из стратотипического обнажения (см. табл. 41). Описанные Э. Эйхвальдом (Eichwald, 1855) «остатки растений» *Palaeophycus acicula*, по всей вероятности, являются пиритизированными слепками мелких тентакулитов с гладкими кальцитовыми раковинами (*Styliolina*?). Они обнаружены в массовом количестве в прослоях нижележащих известняков у Вийта, а также в скважинах Кипи, Охесааре, Кингисепп, Мээдла и Паадла (см. рис. 71) и имеют отличную сохранность. В глинистых доломитистых известняках нижней части вийтаских слоев еще широко распространен известный из верхней части яагарахуского горизонта комплекс, состоящий из брахиопод (*Howelella cuniculi*), гастропод (*Murchisonia* sp.), ветвистых мшанок (*Eridotrypa* sp.) и остракод (в основном *Herrmannina phaseola*), разрушенные скелеты которых образуют основную часть детрита. В низах этих слоев встречается еще детрит криноидей — признак относительно нормальных морских условий. Выше криноидеи исчезают.

Ограниченно распространены строматолиты и онколиты.

Стратотипом вийтаских слоев является стратотип горизонта. Наиболее полно они вскрыты в скв. Кипи, в интервале 42,2—53,6 м (рис. 74).

Сакласка я пачка ($K_1S$) включает относительно однообразные тонкокристаллические, редко детритистые толстоплитчатые или массивные доломиты и глинистые доломиты, достигающие в типовом разрезе скв. Сакла (51,5—81,6 м) мощности 30 м. Характерным для доломитов сакласка пачки являются частые темные пиритовые узоры неопределенной формы, образование которых, по всей вероятности, связано с жизнедеятельностью илоедов. В виде маломощных прослоев в пачке встречаются глинистые домериты и доломитистые глины (часто с примесью глауконита), а в верхней части — также слои доломитов каармаского типа мощностью до 1,5 м. В низах пачки, на 3—5 м выше нижней границы горизонта, в скв. Сакла прослеживаются два прослоя типичного эвриптерового доломита с частыми остатками эвриптерид, которые, по данным А. Аалоэ, распространяются в восточной части о. Сааремаа до полосы выходов рассматриваемых отложений и являются хорошим маркирующим уровнем при сопоставлении разрезов, а также при проведении границы между яагарахуским и роотсикюласким горизонтами.

К западу мощность сакласка пачки уменьшается и где-то в районе Центральной возвышенности замещается типичными породами эвриптеровой фации.

Верхняя граница сакласка пачки до района выклинивания проводится по подошве кууснымметских слоев и охарактеризована нами раньше (Эйнасто, 1962).

Кууснымметские слои ($K_1Kn$), мощностью 1,7—3,9 м, включают отложения роотсикюлаского горизонта между вийтаскими и везикускими слоями. Оба последних представляют собой ясно выраженные полные циклы почти одинаковой или близкой мощности, а интервал между ними — рассматриваемые слои — подобным строением не характеризуется. В типовом разрезе скв. Кипи (инт. 38,3—42,2 м) наиболее подвижноводные отложения — обломочно-сгустковые и биоморфные тонкослоистые чистые известняки — залегают не в нижней, а в средней части подразделения. Ниже их, вплоть до верхней границы вийтаских слоев, распространяются комковатые и волнистослоистые глинистые известковые доломиты с остракодами, табулятами и строматопороидеями. Примечательно, что хорошо сохранившиеся скелеты организмов, сложенные практически только кальцитом, включены в известковый доломит, подобно коралловым известковым доломитам сайкласких слоев. Из кууснымметских слоев найдены все известные в роотсикюласком горизонте виды табулят и строматопороидей (см. табл. 43). Из остракод встречается, часто в массовом количестве, только один вид — *Herrmannina phaseola*. Нередко встречаются строматолиты незначительных размеров, онколиты, соленопориды.

Восточнее Центральной возвышенности мощность кууснымметских слоев уменьшается, чередование различных типов пород с резкими контактами сменяется более постепенными переходами меньше различающихся глинистых доломитов, в средней части кавернозных из-за выщелачивания табулят, строматопороидей и других остатков организмов. Низы рассматриваемых слоев здесь сложены глинистыми доломитами мощностью 1,0—1,3 м, целиком обработанными илоедами, что вместе с частыми рассеянно встречающимися темными копролитами обусловливает очень характерную мелкоузорчатую текстуру породы.

Верхи кууснымметских слоев сложены типичными для верхней части циклов узорчатыми доломитами без каких-либо скелетных остатков фауны. Эвриптеровые доломиты в рассматриваемых слоях не установлены.

Стратотипом кууснымметских слоев служит шурф на берегу моря в 800 м к северо-западу от Кууснымме (рис. 69). Это наилучшее местонахождение кораллов и строматопороидей в роотсикюласком горизонте.

В скв. Охесааре выделение кууснымметских слоев связано с большими трудностями, так как там над вийтаскими слоями залегают литологические аналоги саклаской пачки и затем — везикуские слои, а кууснымметские слои как будто отсутствуют.

Учитывая выдержанную мощность слоев всего роотсикюлаского горизонта на всей исследуемой территории, полное выклинивание рассматриваемых слоев в южном направлении мало вероятно. Более вероятным следует считать фациальное замещение типичных кууснымметских слоев верхней частью саклаской пачки (см. рис. 74).

Везикуские слои ($K_1Vs$) целесообразно выделить в объеме всего седиментационного цикла, хотя раньше они и выделялись в более ограниченном объеме (Luha, 1930; Эйнасто, 1962). Слои эти охватывают в середине роотсикюлаского горизонта наиболее ясно выраженный цикл с выдержанной мощностью (7,9—10 м). Нижняя граница его представлена сглаженной, относительно ровной пиритизированной поверхностью размыва с неправильными углублениями и ходами сверления трипанитид (табл. X, *3*). В скв. Кипи, Охесааре и Каармизе непосредственно выше нижней границы наблюдаются хорошо окатанные гальки с пиритовой импрегнацией; в скв. Сагаристе и Сакла выше ее залегает косослоистый оолитовый доломит (вторичный). Наблюдаемое повсеместно резкое литологическое изменение, связанное с этой границей, наиболее четко выражено в пределах горизонта и указывает на значительное обмеление всего Палеобалтийского бассейна (Эйнасто, 1968).

На верхней границе везикуских слоев отмечается аналогичная резкая смена отложений.

Стратотипом везикуских слоев служит русло ручья Везику у его устья (см. рис. 69). В скв. Кипи ему соответствует интервал 29,1—38,3 м.

Нижняя часть везикуских слоев сложена чистыми оолитовыми, сгустковыми, обломочными и биоморфными известняками (на востоке доломитизированными) мощностью 0,6—2,3 м. Встречаются скопления остракод (*Herrmannina phaseola* и *Clavofabella diffusa*), пелециподы, мшанки, онколиты. Характерны частые поверхности перерыва с желваковыми строматолитами.

В западной части исследуемого района (стратотип, скв. Кипи, Каугатума, Охесааре) выше распространяется пачка чередующихся тонких слоев светло-серого скрытокристаллического известняка и эвриптерового доломита с частыми маломощными прослоями плоскогалечных конгломератов. В верхней части этой пачки залегает широко известный относительно выдержанный прослой известняка с массовым скоплением раковин *«Platyschisma» helicites* и чешуек агнат (*Thelodus laevis, Th. schmidti, Th. costatus, Logania martinssoni*).

В скв. Кингисепп и Сагаристе нижняя половина везикуских слоев представлена «водорослевым комплексом» (Эйнасто, 1962), в котором главными породообразователями являются онколиты и строматолиты.

Верхняя часть везикуских слоев представлена в нижней половине единым выдержанным пластом эвриптерового доломита с пластовыми строматолитами. Этот пласт отмечает максимальное в Северной Прибалтике площадное распространение эвриптерового доломита, непрерывно прослеживаемого южнее Охесааре. Верхи рассматриваемых слоев, подобно верхам вийтаских и кууснымметских слоев, сложены немыми узорчатыми доломитами.

Соэгининаские слои ($K_1Sn$), мощностью 3,5—7,1 м, образуют

верхнюю часть роотсикюлаского горизонта и представляют только нижнюю, резко ограниченную часть цикла. Сложены слои чистыми толстоплитчатыми оолитовыми, обломочно-сгустковыми, биоморфными и скрытокристаллическими вторичными доломитами, часто сильно кавернозными вследствие выщелачивания органических остатков (гастропод, пелеципод, табулят, онколитов и разных строматолитов). Пластовые строматолиты образуют в средней части рассматриваемых слоев довольно выдержанный прослой мощностью до одного метра. Характерно небольшое (редко до 10%) содержание в породах терригенного материала, отсутствие типичных эвриптеровых доломитов, широкое распространение доломитизированных оолитовых известняков. Фаунула соэгининаских слоев изучена плохо — до сих пор неизвестно ни одного разреза, где рассматриваемые слои не были бы вторично доломитизированы. Первичные доломиты в соэгининаских слоях встречаются в виде прослоев мощностью до 0,8 м только в восточной части Сааремаа (скв. Сакла 36,5—37,3 и 38,2—38,8 м; клифы Аникайтсе и Хюльге). В этих обнажениях на уровне воды в тонкослойчатом доломите установлены крупные полигональные трещины усыхания глубиной до 10 см и шириной часто 2—4 см, а также связанные с ними складкообразные нарушения микрослойчатости (табл. IX, *2*). Выше залегают доломитизированные ракушники мощностью до 1,5 м, конгломераты, псаммитовые и онколитовые доломиты, в которых все первично твердые частицы покрыты тонкой оолитовой коркой, что указывает на близость берега (Einasto, 1961a).

Стратотипическим обнажением рассматриваемых слоев является клиф Соэгинина на западном берегу п-ова Атла (см. рис. 69), где обнажается и нижняя граница слоев. В разрезе скв. Кипи эти слои пройдены в интервале 25,6—29,1 м. Границы слоев во всех разрезах резкие. Из других обнажений следует отметить Эйкла, где обнаружены симметричные знаки ряби трех типов (табл. IX, *6*; Einasto, 1965).

## ПААДЛАСКИЙ ГОРИЗОНТ

= *Ilionia-* (*Didyma-*) Schichten — Schmidt, 1891;
= Sagaristi zone, верхняя половина — Twenhofel, 1916;
= Saaremaa lademe Paadla vöö — Bekker, 1925b;
= Padel-Zone — Hoppe, 1931;
= Paadla lade — Luha, 1933;
= паадлаский горизонт — Аалоэ и др., 1958.

Паадлаский горизонт охватывает лудловские отложения, залегающие между роотсикюласким и курессаареским горизонтами, объединяя разнофациальную толщу детритовых, биоморфных или биогермных строматопорово-коралловых известняков и доломитов или мергелей со специфической ассоциацией фауны, соответствующую биозоне *Didymothyris didyma*. Верхняя граница горизонта определяется исчезновением большой группы строматопороидей (*Densastroma podolicum*, *Lophiostroma schmidti* и др.), ветвистых тециид (*Laceripora cribrosa*), остракод *Hammariella pulchrivelata*, *Hemsiella hemsiensis* и появлением нового комплекса остракод в курессаареском горизонте. Мощность горизонта колеблется от 28,5 до 38 м, увеличиваясь в юго-западном направлении. Горизонт подразделяется (снизу вверх) на саувереские, химмистеские и когулаские слои, а последние в свою очередь — на катрискую и удуверескую пачки.

**Объем и границы.** Ф. Шмидт, выделив в 1891 г. илиониевые слои, дал их подробную палеонтологическую характеристику. Руководящими для них он считал *Ilionia prisca* His., *Avicula Danbyi* (M'Coy) (= *Aviculopecten*), *Megalomus gotlandicus* His., *Murchisonia compressa* Lindstr., *Spirigerina didyma* (Dalm) (= *Didymothyris*), *Labechia conferta* [= *Lophiostroma schmidti* (Nich.)] и др. Не были определены только границы этих слоев.

Не конкретизовал границы илониевых слоев и Х. Беккер (Bekker, 1925b), предложивший для них географическое название — паадлаский горизонт.

Согласно предложению А. Луха (Luha, 1930), нижнюю границу паадлаского горизонта стали проводить по резкому контакту зеленовато-серых глинистых доломитов с тонкослоистыми грубодетритовыми известняками, обнажающемуся в каменоломнях Химмисте-Куйгу, Пильгузе, Пярни, Иразе, Пяхкла, Удувере и Сауэ-Путла. Верхняя граница горизонта, по А. Луха, переходная и определяется только на основании палеонтологических критериев.

Бурение в последнее десятилетие на о. Сааремаа ряда скважин заставило, однако, критически пересмотреть взгляды на положение нижней границы паадлаского горизонта. А. Аалоэ (1963) показал, что глинистые доломиты в окрестностях Химмисте-Куйгу, которые ранее трактовались как слои с *Trematospis mammillata* каармаского горизонта, в действительности расположены в верхней части паадлаского горизонта. Аналогично было переоценено стратиграфическое положение и других разрезов лоонаской пачки (Эйнасто, 1962), в том числе стратотипа в Каарма, которые отнесены в настоящее время к паадласкому горизонту.

Нижняя граница горизонта, проводимая по кровле роотсикюласких слоев, литологически довольно резкая во всех изученных разрезах: на относительно чистых обломочных или горизонтальнослоистых вторичных доломитах роотсикюлаского горизонта с реликтовой биоморфной структурой залегают глинистые мелкодетритистые до детритовых полукомковатые известняки или доломиты паадлаского горизонта. Контакт между породами двух названных типов маркируется пиритизированной поверхностью перерыва, местами с гальками нижележащих пород. По палеонтологическим признакам граница определяется появлением *Didymothyris didyma, Thecia swinderniana, Ilionia prisca* и др. При проведении верхней границы горизонта основными критериями являются исчезновение *Didymothyris didyma, Laceripora cribrosa, Hammariella pulchrivelata, Hemsiella hemsiensis* и появление в основании курессаареского горизонта трилобитов и нового комплекса остракод — *Primitiopsis minima, Neobeyrichia bulbata, Beyrichia* (*Simplicibeyrichia*) cf. *impersonalis* и др.

Граница между паадласким и курессаареским горизонтами литологически очень четкая только в разрезе скв. Каугатума. Здесь на псаммитовых известняках, содержащих створки *Ilionia prisca*, залегают курессаареские мергели с линзами известняков. В мергелях обильны брахиоподы из рода *Camarotoechia* и др.

В скв. Охесааре на границе рассматриваемых горизонтов наблюдаются конгломератовый слой и поверхность перерыва, которым, однако, не сопутствуют резкие изменения в характере отложений: на глинистых мергелях паадлаского горизонта залегают курессаареские доломитистые известковые мергели с *Hemsiella margaritae, Beyrichia globifera, Plicibeyrichia numerosa, P. calcarispinosa, Ochesaarina variolaris.* Все перечисленные виды обнаружены на выходе во временных обнажениях в пределах г. Кингисеппа.

Стратотипом горизонта является каменоломня Паадла. Характерно горизонт представлен в разрезе скв. Кингисепп (см. рис. 76) в интервале 13,4—45,3 м.

**Распространение и мощность.** Паадлаский горизонт распространяется в южной половине о. Сааремаа. Выход горизонта охватывает полосу шириной 10—15 км, протягивающуюся от п-ова Атла до юго-

Таблица 44

**Основные обнажения паадлаского, курессаареского, каугатумаского и охесаареского горизонтов**

| Номер обнажения на рис. 69 | Обнажения | Слои, пачки и горизонты | Мощность разреза, м | Тип обнажения |
|---|---|---|---|---|
| 33 | Роопа | Химмистеские сл. | 1,5 | Клиф |
| 34 | Катри | Катриская пч. | 1,5 | „ |
| 35 | Лээдри | „ „ | — | Альвар |
| 36 | Атла | Сауверские сл. | 1,1 | Каменоломня |
| 37 | Люманда | Катриская пч. | 1,7 | Карьер |
| 43 | Вики | Сауверские сл. | 0,8 | „ |
| 44 | Когула | Катриская пч. | 2,3 | „ |
| 45 | Паадла | Химмистеские сл. | 1,8 | „ |
| 46 | Кандла | Сауверские сл. | 1,6 | Каменоломня |
| 47 | Каармизе | Химмистеские сл. | 0,5 | Берег ручья |
| 48 | Сауверe | Сауверские сл. | 0,7 | Каменоломня |
| 49 | Иразе | Удувереская пч. | 1,6 | „ |
| 50 | Анси | „ „ | 1,4 | „ |
| 51 | Пяхкла | „ „ | 1,3 | „ |
| 53 | Унимяэ | „ „ | 1,0 | „ |
| 57 | Удувере | „ „ | 1,0 | „ |
| 58 | Сауэ-Путла | „ „ | 1,1 | „ |
| 59 | Каали | „ „ | 2,0 | Вал метеоритного кратера |
| 60 | Сагаристе | „ „ | 0,5 | Каменоломня |
| 64 | Тыния | Химмистеские сл. | 1,2 | Карьер |
| 65 | Каарма | Удувереская пч. | 3,0 | „ |
| 66 | Химмисте-Куйгу | Химмистеские сл. | 0,7 | Каменоломня |
| 52 | Лооде | Курессаареский гор. | 1,2 | „ |
| 54 | Кингиссепп | „ „ | 1,5 | Временные закопушки |
| 56 | Кудъяпе | „ „ | 0,5 | Канава |
| 55 | Муратси | Эйгуские сл. | 1,0 | Каменоломня |
| 61 | Эйгу | „ „ | 1,3 | „ |
| 62 | Лейна | Эйгуские сл. | 0,8 | Каменоломня |
| 63 | Няссумаа | „ „ | 0,7 | „ |
| 67 | Вяйке-Роотси | „ „ | 1,0 | „ |
| 38 | Каугатума | „ „ | 2,8 | Клиф |
| 39 | Лыо | Лыоские сл. | 1,7 | „ |
| 40 | Охесааре | Охесаареский гор. | 3,0 | „ |
| 41 | Мыс Аллиотс | „ „ | 0,7 | „ |
| 42 | Лооде | „ „ | 1,0 | „ |

восточного побережья о. Сааремаа западнее п-ова Кюбассааре (см. рис. 69). В этой полосе в настоящее время известно около 70 обнажений, в основном старых заросших каменоломен или временных закопушек, в которых редко обнажается больше чем 1,5 м разреза (табл. 44). Обнажения распределены неравномерно по всему выходу, образуя две большие группы: западную в районе Атла—Люманда и восточную, ограниченную приблизительно меридианами дер. Кярла и Каали. В пределах Центральной возвышенности Сааремаа, а также на восточной окраине острова обнажения паадлаского горизонта неизвестны.

Отложения паадлаского горизонта пройдены десятью буровыми скважинами (табл. 45). По данным бурения, мощность горизонта до линии скважин Каугатума, Кингисепп и Сакла довольно устойчива и составляет 28,5—32 м (рис. 87); к юго-западу от Каугатума она увеличивается и в разрезе Охесааре достигает уже 38 м. Мощность горизонта равномерно возрастает в этом направлении во всех его частях (рис. 76).

Таблица 45

**Мощность паадлаского горизонта в разрезах буровых скважин**

| Номер скважины на рис. 2 | Скважина | Мощность, м | Интервал залегания слоев и пачек, м | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | когуласких сл. | | химмистеских сл. | саувереских сл. |
| | | | катриской пч. | удувереской пч. | | |
| 52 | Каармизе | 16,0+ | | 0,3— 1,6 | 1,6— 6,0 | 6,0— 16,3 |
| 53 | Мээдла | 12,0+ | | | 5,5— 7,2 | 7,2— 17,5 |
| 54 | Сакла | 30,8 | | 3,9—20,4 | 20,4—25,2 | 25,2— 34,6 |
| 55 | Кипи | 25,0+ | 0,6— 9,0 | | 9,0—16,8 | 16,8— 25,6 |
| 56 | Паадла | 14,8+ | | | 0,2— 6,2 | 6,2— 15,0 |
| 57б | Кингисепп (Инст. геол.) | 31,9 | | 13,4—30,8 | 30,8—35,5 | 35,5— 45,3 |
| 59 | Каугатума | 28,5 | 53,5—63,0 | | 63,0—68,5 | 68,5— 82,0 |
| 60 | Охесааре | 38,0 | | 80,4—92,9 | 92,9—99,5 | 99,5—118,4 |

**Общая литологическая характеристика.** Паадлаский горизонт представлен разнотипными известняками, доломитами, домеритами и мергелями. Наблюдается определенное различие между отложениями горизонта в западной и восточной половине о. Сааремаа. Начиная с западного побережья до меридиана Паадла в разрезе преобладают известняки с характерной комковатой или волнистослоистой текстурой и детритовой структурой различного типа. В верхней половине горизонта нередко встречаются водорослевые или биогермные строматопорово-коралловые известняки. Доломиты в западной половине острова образуют более выдержанные в пространстве слои только в самых низах (мощностью 3—4,5 м) и в средней части (мощностью 2,5—5 м) горизонта, между комплексами биогермных отложений (рис. 76).

В восточной половине острова преобладают доломиты. В нижней трети разреза они преимущественно светло-серые, глинистые, пористые или кавернозные. Поры и каверны образовались при выщелачивании детрита, целых раковин или колоний. Выше по разрезу роль доломитов уменьшается. Доломиты или домериты чередуются здесь с пачками комковатых глинистых известняков или грубодетритовых, иногда биоморфных известняков. Наиболее специфичны для этой части разреза доломиты так называемого каармаского типа, в наибольшей мощности вскрытые в каменоломнях у Каарма (табл. XV, *1*), где они добываются как ценный строительный и облицовочный материал. Это — светлые глинистые, пористые доломиты с характерной микрослойчатостью. По заключению Р. Эйнасто (1962), эти доломиты седиментационные.

**Палеонтологическая характеристика.** Фаунула паадлаского горизонта богата и разнообразна (табл. 46). В ней установлено около 130 видов, относящихся преимущественно к группам нормальной морской фауны: к кораллам, строматопороидеям, брахиоподам, остракодам и др.

Однообразное и притом специфическое сообщество характерно для фаунистических комплексов седиментационных доломитов, а также некоторых домеритов. В их состав входят эвриптериды (скв. Кипи, глубина 24,75—25,60 м), бесчелюстные (Химмисте-Куйгу), лингулиды и редкие фрагменты птериготид (Каармизе). В доломитах каармаского типа найдены лишь редкие слепки остракод, гастропод и пелеципод. Но если исключить отложения со специфической фауной, имеющие в разрезе ограниченное распространение, то можно сказать, что остальные виды

Таблица 46

**Состав фаунулы паадлаского горизонта**

| Виды | $K_1$ | $K_2S$ | $K_2H$ | $K_2K$ | | $K_3a$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | | | | $K_2Kt$ | $K_2U$ | |
| Stromatoporoidea | | | | | | |
| **Parallelostroma typicum** | | + | + | + | | |
| *Pachystylostroma* sp. | | | | + | | |
| *Clathrodictyon mohicanum* | | | + | | | |
| *Cl.? stelliparratum* | + | | | + | | |
| *Plexodictyon katriense* | | | | + | | |
| *Simplexodictyon convictum* | | | | + | | |
| **Diplostroma yavorskyi** | | | | + | | |
| *Plectostroma intermedium* | | | + | + | | |
| *P. mirificum* | | | | + | | |
| *Pseudolabechia* sp. | | | | + | | |
| *Densastroma podolicum* | | | + | + | | |
| *D. himmestum* | | | + | + | | |
| *D. astroites* | | | | | + | + |
| **Stromatopora bekkeri** | | | + | | | |
| *Syringostromella borealis* | | | | + | | |
| **Lophiostroma schmidti** | | | + | + | | |
| Tabulata | | | | | | |
| **Thecia swinderniana** | | + | + | + | | |
| **Laceripora cribrosa** | | | | + | + | |
| *Favosites similis* | + | + | | + | | + |
| *F. forbesi* | | + | | + | | + |
| **F. pseudoforbesi pseudoforbesi** | | + | + | + | + | |
| *F. kogulaensis* | | + | | + | | |
| *F. subgothlandicus* | | | | + | | |
| *Parastriatopora coreaniformis* | | | | + | | |
| *Subalveolites* sp. | | | + | + | + | |
| *Syringopora schmidti* | | + | | + | + | |
| *S. multifaria* | | + | | + | | |
| *S. affabilis* | | | | + | | |
| *Aulopora* sp. | | | | + | | |
| Rugosa | | | | | | |
| *Lykocystiphyllum* sp. | | | + | + | + | + |
| *Phaulactis* sp. | | | + | + | + | |
| *P. cyathophylloides* | | | + | | + | + |
| *Expressophyllum* ex gr. *simplex* | | + | + | + | + | + |
| **Contortophyllum ex gr. tchernovi** | | | + | + | + | + |
| *Lamprophyllum* sp. | | | | + | + | + |
| **Entelophyllum? dragmoides** | | | + | + | + | |
| *Tryplasma loveni* | | | + | + | | + |
| *Cystiphyllum cylindricum* | | + | | | | |
| *Hedstroemophyllum* ex gr. *articulatum* | | | | + | | |
| Brachiopoda | | | | | | |
| *Sphaerirhynchia* sp. | | + | + | | | |
| **Didymothyris didyma** | | + | + | + | + | |
| *D. biohermica* | | + | + | | | |
| *D. katriensis Rubel* | | | | + | | |
| *«Gypidula magna»* | | | | + | + | |
| *Atrypella prunum* | | | | | + | + |
| *Quadrithyris sinuata* | | | | + | | |
| *Delthyris elevata* | | | | + | + | |
| *D. magna* | | | | | + | |
| *Eospirifer radiatus* | | | | | + | |
| *Howelella elegans* | | + | | + | + | |
| *«Camarotoechia» diodonta* | | + | + | + | | |
| *«C.» nucula* | + | + | | | + | + |
| *Rhynchospirina* cf. *bouchardii* | | | | | + | + |
| *Cyrtia laevis* | | + | + | | + | |

| Виды | $K_1$ | $K_2S$ | $K_2H$ | $K_2Kt$ | $K_2U$ | $K_2a$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Bivalvia | | | | | | |
| *Pterinea* (?) *reticulata* | + | + | | + | + | |
| *Pteronitella retroflexa* | + | | + | | + | + |
| *Megalomus gotlandicus* | | | | + | | |
| *Palaeopecten danbyi* | | | | + | | |
| *Goniophora cymbaeformis* | | | | + | | |
| **Ilionia prisca** | | + | | + | + | + |
| Gastropoda | | | | | | |
| **Murchisonia compressa** | + | + | + | + | + | |
| *«Platyschisma» helicites* | | | | + | + | |
| *Bellerophon taenia* | | | | | + | |
| *Pycnomphalus acutus* | | + | | + | | |
| *«Pleurotomaria» undata* | | | + | + | + | |
| *Loxonema* (?) *attenuata* | | + | | | | |
| *L. sinuosum* | | + | | | | |
| Cephalopoda | | | | | | |
| *Ascoreras manubrium* | | | | | ? | |
| **Eushantungoceras pseudoimbricatum** | | + | + | | + | |
| Trilobita | | | | | | |
| *Proetus conspersus* | | + | | | | + |
| **P. pulcher** | | | | + | | |
| *Encrinurus obtusus* | | + | | | | |
| Scorpionomorpha | | | | | | |
| **Eurypterus remipes tetragonophtalmus** | + | + | | | + | |
| *Pterygotus* sp. | + | | + | | | |
| Ostracoda | | | | | | |
| *Hemsiella margaritae* | | | | | + | |
| **H. loensis** | | + | + | | + | |
| **H. hemsiensis** | | | + | + | + | |
| *Hammariella pulchrivelata* | | | | | + | |
| *Berolinella praevia* | | | + | + | | |
| *Beyrichia (Beyr.) grogarniana* | | + | | | | |
| *Beyr. (Simplicibeyrichia)* cf. *globifera* | | | | + | | + |
| *Neobeyrichia ctenophora* | | | | + | | |
| *N. nutans* | | + | + | | + | |
| *Calcaribeyrichia katriensis* | | | | + | | |
| *C. simplicior* | | | | + | | |
| *C. altonodosa* | | | | | + | + |
| *Gannibeyrichia gannensis* | | | | + | + | |
| *Navibeyrichia balticivaga* | | | + | | + | |
| *Clavofabella heterosa* | | + | + | | + | |
| **Cl. diffusa** | + | | + | + | + | |
| *Cl. contracta* | | | | | + | + |
| *Cl. maxima* | | | | + | | + |
| *Cl. nodosa* | | | | | + | |
| **Amygdalella paadlaensis** | | + | + | + | + | |
| *A. subclusa* | | + | + | + | | + |
| *Leiocyamus limpidus* | | | + | + | + | + |
| *Moorea bisuteata* | | + | + | + | + | |
| *Limbinariella macroreticulata* | | | | | + | + |
| **Orcofabella obscura** | | + | | + | + | + |
| **Herrmannina phaseolus** | | + | + | + | + | + |
| Bryozoa | | | | | | |
| *Hallopora elegantula* | | | | | + | + |
| *Trematoporina pudlovensis* | | + | | | | |
| *Lioclema varium* | | + | | | + | |
| *L. ludlowensis* | | + | | | + | |
| Echinodermata | | | | | | |
| *Crotalocrinites rugosus* | | + | + | + | + | + |

*Продолжение табл. 46*

| Виды | $K_1$ | $K_2S$ | $K_2H$ | $K_2Kt$ | $K_2U$ | $K_2a$ |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Agnatha | | | | | | |
| *Thelodus laevis* | + | + | + | | + | |
| *T. schmidti* | + | + | + | | + | |
| *T. parvidens* | + | + | + | | + | |
| *T. pygniformis* | + | | | | + | |
| *T. trilobatus* | + | + | + | | + | + |
| *T. bicostatus* | + | | | | + | + |
| *T. costatus* | | | + | | + | + |
| *T. traquairi* | | | + | | + | + |
| *T. sculptilis* | | | | | + | + |
| *Katoporus tricavus* | | | + | | + | + |
| *Logania martinssoni* | + | + | + | | | |
| *L. cuneata* | | | ? | | + | + |
| *L. ? cruciformis* | | | + | | + | |
| **Phlebolepis elegans** | + | + | + | | + | |
| *Strosipherus indentatus* | | | | | + | + |
| **Trematapsis mammillata** | | | + | | | |
| *Tr. milleri* | | | + | | | |
| *Tr. rohoni* | | | + | | | |
| **Darthmutia gemmifera** | | | + | | | |
| *Oeselaspis pustulata* | + | | + | | | |
| *Procephalaspis oeselensis* | | | + | | | |
| *Witaaspis schrenckii* | + | | + | | | |
| *Saarolepis oeselensis* | + | + | + | | + | |
| Pisces | | | | | | |
| *Nostolepis striata* | | | + | | + | + |
| *Gomphodus sandelensis* | | | + | | + | + |
| *Andreolepis hedei* | | | + | | | + |

и целые видовые группы распространены довольно равномерно. Наблюдается лишь заметная приуроченность целентерат к отложениям отмельной фации и к слоям, латерально непосредственно их замещающим. Анализ вертикального распространения фауны паадлаского горизонта подтверждает, что критериев для подразделения горизонта на подгоризонты не имеется.

**Подразделения.** На основании литологических и, в меньшей мере, палеонтологических притериев паадлаский горизонт был подразделен на несколько пачек (Klaamann, 1961), а затем и на два подгоризонта (Аалоэ, 1960). Поскольку в свете данных новых бурений прежние корреляции, на которых основывались эти подразделения, оказались ошибочными, то ниже предлагается новая схема расчленения горизонта. Выделяются (снизу вверх) сауверескне, химмистеские и когулаские слои, а последние, представленные разнофациальными отложениями, подразделяются еще на катрискую пачку на западе и удуверескую — на востоке (рис. 75).

Саувереские слои ($K_2S$) мощностью 8,8—18,9 м слагают нижнюю часть горизонта. Их мощность увеличивается в юго-западном направлении (см. табл. 45). Типовое местонахождение — карьер Сауверс.

В первичном виде саувереские слои представляют собой комковатые или волнистослоистые глинистые известняки или известняки, по своей структуре илисто-детритовые, местами илисто-биоморфные. В восточной половине о. Сааремаа (начиная от Каармизе) эти слои сильно доломитизированы и поэтому пористые или кавернозные. За-

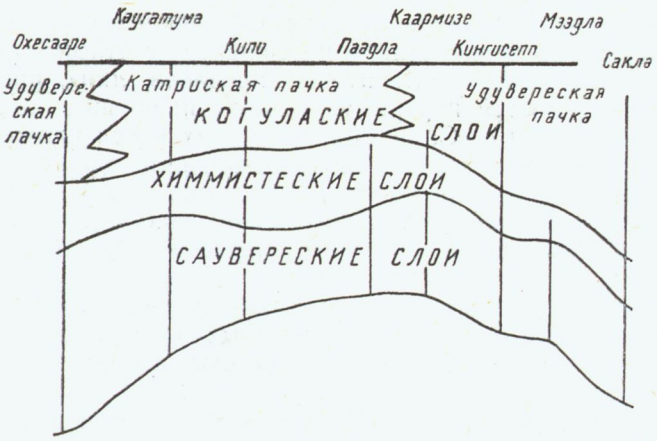



Рис. 75. Схема стратиграфического подразделения паадлаского горизонта.

паднее доломитами, преимущественно мелкокристаллическими глинистыми, представлены только низы саувереских слоев.

В разрезе Кипи в интервале 24,75—25,60 м установлены эвриптеровые доломиты. Литологически очень сходные с ними доломиты каармаского типа вскрыты в саувереских слоях и в промежутке между Сакла и Кингисеппом (рис. 76), но эвриптериды в них не найдены.

В разрезе Охесааре низы саувереских слоев представлены различными домеритами и мергелями; за ними вверх по разрезу следуют переслаивающиеся известковые мергели, глинистые или детритовые известняки и алевритистые глинистые мергели. Разрез рассматриваемых слоев венчается здесь однообразными комковатыми глинистыми известняками.

Верхняя граница саувереских слоев литологически четкая и выражена поверхностью перерыва, на которой залегают грубодетритовые известняки, переполненные на западе колониями известковых водорослей, а в центральных районах о. Сааремаа содержащие многочисленные конгломератовые прослои и поверхности перерыва. Только в разрезе Сакла граница проходит внутри довольно однообразной толщи вторичных доломитов.

Низы саувереских слоев еще весьма бедны органическими остатками; встречаются в основном редкие слепки брахиопод. Многочисленные экземпляры *Didymothyris didyma* известны только в разрезе Охесааре. Заметное обогащение фауны происходит выше уровня карьера Вики (рис. 76), где появляются *Thecia swinderniana, Favosites pseudoforbesi pseudoforbesi, F. kogulaensis* и впервые представлены большим количеством особей *Protochonetes «striatellus»*, *Murchisonia compressa* и др. Однако строматопороидеи здесь практически еще отсутствуют (известен один вид — *Parallelostroma typicum* в Атла).

Химмистеские слои ($K_2H$) слагают среднюю часть паадлаского горизонта. В наибольшей мощности (7,75 м) вскрыты они в скв. Кипи; к востоку отсюда мощность уменьшается до 4,4—4,8 м. В юго-западном направлении мощность сначала также убывает, но южнее Каугатума снова несколько увеличивается. Типовое местонахождение — каменоломня Химмисте-Куйгу (нижняя часть).

Химмистеские слои представляют собой, вероятно, осадки наиболее

мелководной стадии паадлаского моря. Об этом свидетельствуют повышенное содержание терригенного компонента в отложениях, а также обилие галек, целых конгломератовых прослоев, линз, прослоев ракушечника и поверхностей перерыва, наличие первичных доломитов.

В западной части о. Сааремаа низы этих слоев сложены водорослевыми известняками и строматопорово-коралловыми биогермными известняками. Главными строителями биогермов, наибольшая мощность которых около 5 м, являются *Densastroma podolicum, D. himmestum, Favosites pseudoforbesi pseudoforbesi, Thecia swinderniana, Subalveolites* sp.

Над этими отложениями залегают светлые зеленовато-серые толстоплитчатые глинистые доломиты, из которых в Химмисте-Куйгу собран богатый комплекс агнат. Такие же доломиты обнажаются и в каменоломне Пильгузе.

Подобная последовательность отложений наблюдается также в районе Кингисеппа и Мээдла, но только с той лишь разницей, что там вместо биогермных известняков распространены комковатые глинистые известняки с прослоями известковых глин или ракушечника (из створок *Didymothyris didyma*), а описанные выше доломиты замещаются глинистыми домеритами или доломитистыми мергелями с прослоями конгломератовых известняков и ракушечника. В центральной части о. Сааремаа эти слои обнажаются в окрестностях дер. Каармизе и содержат чаще всего остатки меростомат, лингулид, а в прослоях — створки *Didymothyris didyma*, раковины гастропод и головоногих.

Верхняя граница рассматриваемых слоев наиболее резко выражена внутри паадлаского горизонта. Литологически она выдержанная, четкая, представлена резким контактом глинистых доломитов или домеритов с детритовыми известняками. Контакт этот обнажается в каменоломнях Пильгузе и Химмисте-Куйгу, где долгое время его принимали за границу между каармаским и паадласким горизонтами.

Фаунистически она проводится по появлению ветвистых полипняков *Laceripora cribrosa*, местами совместно с *Parastriatopora coreaniformis*, которые уже в самых низах когуласких слоев распространяются повсеместно, независимо от характера отложений.

Когулаские слои ($K_2K$) представляют собой наиболее крупное подразделение паадлаского горизонта и охватывают в западной части о. Сааремаа около $^1/_3$ общей мощности горизонта, а на востоке или весь горизонт в прежнем объеме (разрез Сакла), или его бо́льшую часть (разрез Кингисепп).

Отложения, объединяемые в когулаские слои, разнофациальные: в западных районах острова они формировались в отмельной фации, а в восточных — в чередующихся условиях нормального мелкого моря и опресненного залива (Эйнасто, 1968). Это различие отражается и в подразделении когуласких слоев на две пачки (рис. 75).

Катриская пачка ($K_2Kt$) распространяется в западных районах о. Сааремаа, в северной части п-ова Сырве и на востоке доходит, видимо, до меридиана Паадла. Типовое местонахождение — клиф Катри.

Наиболее характерно для пачки наличие биогермов. Они сложены, как и биогермы химмистеской пачки, строматопороидеями и табулятами, но видовой состав главных рифостроителей здесь более богат. В биогермах Катри и Лээдри существенную роль играют *Plectostroma intermedium, Diplostroma yavorsky, Syringostromella borealis, Laceripora cribrosa, Favosites kogulaensis, Syringopora multifaria* и колониальные ругозы (*Entelophyllum* ? *dragmoides*), которые в биогермах саувереских

слоев отсутствовали. Кроме биогермных пород в катриской пачке широко распространены водорослевые, псаммитовые или афанитовые известняки и глинистые мергели.

Удувереская пачка ($K_2U$), для которой типовым является разрез в интервале 13,4—30,8 м в скв. Кингисепп, обнажается в центральной и восточной частях о. Сааремаа. Однако она распространяется, вероятно, также к югу и юго-западу от этих районов, замещая таким образом катрискую пачку с двух сторон. Максимальная мощность пачки установлена в разрезе Кингисепп, где она равняется 17,40 м. К юго-западу мощность ее убывает.

Самые низы пачки сложены в окрестностях г. Кингисеппа и Сакла серыми детритовыми, местами биоморфными глинистыми известняками. Наблюдается слабая доломитизация. Текстура пород преимущественно комковатая. Для этой части разреза, обнажающейся в каменоломнях Асте, Паадла и Когула, характерно совместное наличие многих видов фавозитид и бивальвий.

Выше по разрезу отложения более разнообразные, особенно в окрестностях Каарма и г. Кингисеппа. В разрезе Кингисепп (рис. 76) происходит неоднократное чередование комплексов домеритов или доломитов и известняков. Контакты между такими комплексами, обнажающиеся, например, в карьерах Пяхкла, Анси, Иразе, Сауэ-Путла и Удувере, всегда очень резкие, ввиду чего до сих пор их принимали за границу между каармаским и паадласким горизонтами.

Домериты удувереской пачки светло-серые, зеленовато- или желтовато-серые. Палеонтологически они почти немые. Остатки организмов содержат в этих комплексах в основном маломощные прослои детритовых известняков или биоморфных известняков. Реже встречаются ракушечники *Didymothyris didyma*.

Наиболее характерны для пачки так называемые каармаские доломиты. По Р. Эйнасто (1962), это — глинистые доломиты, пористые (иногда слабо кавернозные), равномерно мелкокристаллические, светлой до синевато-серой окраски, с характерной горизонтальной и неправильногоризонтальной (часто прерывистой, нарушенной) микрослоистостью или с неопределенной тонкослойчатостью.

Чередующиеся с описанными выше отложениями известняки преимущественно комковатые, органогенные. Преобладают желтовато-серые остракодо-гастроподово-брахиоподозные известняки (породообразователями являются *Herrmannina phaseolus*, *Murchisonia compressa*, *Didymothyris didyma*). Нередко встречаются тонкие прослои, переполненные крупными колониями известковых водорослей. Хотя фаунула удувереской пачки и представлена большим количеством экземпляров, в целом она несколько однообразна и обеднена. В ней полностью отсутствуют, например, строматопороидеи, а табуляты представлены двумя видами: *Laceripora cribrosa* и *Favosites pseudoforbesi pseudoforbesi*; наблюдается также уменьшение численности видов у всех групп. В то же время в верхах пачки, в слоях, обнажающихся в каменоломне Удувере или Унимяэ, уже появляются представители фаунулы вышележащих слоев (напр., *Atrypella prunum*, *Amygdalella subclusa*, *Limbinariella macroreticulata*, *Hemsiella loensis*).

К востоку от Каарма в удувереской пачке содержание терригенного материала увеличивается, а доломитность ее убывает, в результате чего домериты и доломиты замещаются доломитовыми или известковыми мергелями. Известняки (глинистые разновидности) распространены только в верхах пачки в виде 3-метровой толщи. Органические остатки еще более редки. Кроме обильных *Didymothyris didyma* и *Laceripora*

*cribrosa* найдены раковины гастропод, мелкие остатки рыб и довольно многочисленные фрагменты *Pterygotus* (особенно в Тыния). Подобный литологический облик отложений сохраняется и в разрезе Охесааре, подтверждая, что осадки, как в Сакла, так и в Охесааре, относятся к одной и той же фациальной зоне.

## КУРЕССААРЕСКИЙ ГОРИЗОНТ

= Kaugatoma zone, низы — Twenhofel, 1916;
= Saaremaa lademe *Crotalocrinus*-vöö, нижняя половина — Bekker, 1925a;
= каугатумаский горизонт, нижняя часть — Аалоэ, 1960; Кальо и Сарв, 1966.

Курессааресский горизонт, представленный толщей комковатых глинистых известняков мощностью 12,7 м и более, залегает между паадласким и каугатумаским горизонтами и составляет верхнюю часть лудлова Эстонии. Нижняя граница горизонта определяется по исчезновению *Didymothyris didyma* и появлению многочисленных представителей *Atrypella prunum* вместе с новым комплексом бейрихиид и примитиопсид. Верхняя граница проводится по подошве грубодетритовых криноидных известняков (окрестности г. Кингисеппа и северная часть п-ова Сырве), маркированной исчезновением большой группы остракод и появлением в низах каугатумаского горизонта богатого комплекса фавозитид (*Favosites pseudoforbesi muratsiensis* и др.) и *Rhipidomelloides hybrida*. Южнее (скв. Охесааре) эта граница проводится только по палеонтологическим признакам, внутри однородной толщи переслаивающихся мергелей и глинистых известняков.

**Объем и границы.** Анализ стратиграфического распространения представителей фаунулы каугатумаского горизонта в широком понимании выявил различия между фаунистическими комплексами обнажений в окрестностях г. Кингисеппа и в остальных местонахождениях, начиная с уровня карьера Муратси. Для первого характерно сильное преобладание остракод (около 70% общего числа видов) и небольшое количество видов табулят и строматопороидей. Целая группа видов этого комплекса при переходе из нижней половины каугатумаского горизонта в верхнюю исчезает, и комплекс верхней половины горизонта примерно на 50% состоит из новых видов. Более точно зафиксировать стратиграфический уровень обновления фаунулы удалось только после изучения кернов скв. Охесааре и Вяйке-Роотси: в кровле нижней трети каугатумаского горизонта (s. lato), на глубине 67,7 м в разрезе Охесааре и 29,9 м в Вяйке-Роотси. Учитывая степень происходившего на этом уровне изменения фаунулы и исходя из корреляционных соображений, автор данного очерка предлагает выделить нижнюю часть прежнего каугатумаского горизонта как самостоятельный курессааресский горизонт.

Нижняя граница курессааресского горизонта палеонтологически резкая и проводится однозначно по нескольким группам фауны. По табулятам она определяется исчезновением *Thecia swinderniana, Laceripora cribrosa* и *Favosites pseudoforbesi pseudoforbesi*, многочисленных как в рифовых, так и в нерифовых отложениях верхней половины паадлаского горизонта, и появлением *F. effusus*, проходящего все вышележащие горизонты верхнего силура Эстонии. Кроме того, в отложениях отмельной фации конец паадлаского времени знаменуется исчезновением разнообразной ассоциации строматопороидей (см. табл. 46).

Из брахиопод эту границу не переходит господствующий ниже *Didymothyris didyma*. Вместо него появляются *Isorthis usari* и многочисленные представители *Atrypella prunum* и *Delthyris elevata*. В верхах паадлаского горизонта последние два вида еще весьма редки.

По остракодам нижняя граница курессааресского горизонта маркируется исчезновением *Hemsiella hemsiensis, Hammariella pulchrivelata, Amygdalella paadlaensis* и *Clavofabella diffusa*, а также появлением большой группы новых видов (рис. 77).

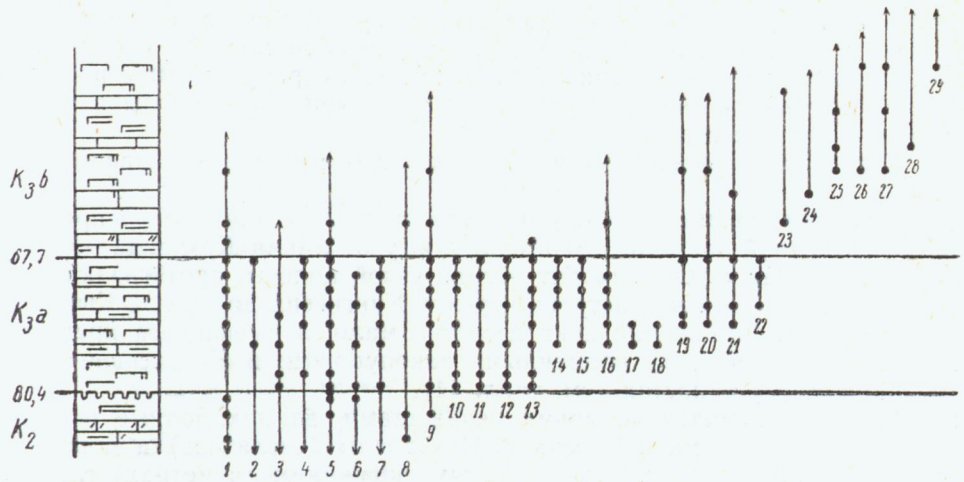



Рис. 77. Распространение остракод в курессааресском горизонте по скв. Охесааре (материалы Л. И. Сарва).

*1 — Amygdalella subclusa; 2 — Clavofabella nodosa; 3 — Orcofabella obscura; 4 — «Octonaria perplexa»* ($K_3b$); *5 — Healdianella magna; 6 — Leiocyamus limpidus; 7 — Calcaribeyrichia altonodosa; 8 — Sleia inermis; 9 — Hemsiella margaritae; 10 — Beyrichia (Simplicibeyrichia)* cf. *globifera; 11 — Plicibeyrichia numerosa; 12 — P. calcarispinata; 13 — Ochesaarina variolaris; 14 — Retisacculus sulcatus; 15 — Macrypsilon parvisulcatum; 16 — Neobeyrichia bulbata; 17 — Limbinariella macroreticulata* (на выходе уже в верхах $K_2$); *18 — L. malornata; 19 — Clavofabella maxima; 20 — Scipionis profundigenus; 21 — Scaldianella simplex; 22 — Clavofabella ? lativelata; 23 — Sleia equestris; 24 — Amygdalella nasuta; 25 — Neobeyrichia buchiana; 26 — Amygdalella* cf. *oblonga; 27 — Frostiella groenvalliana; 28 — Macrypsilon salterianum; 29 — Juviella juvensis*

Значительные изменения в составе фауны происходят и на верхней границе горизонта. Выше этого рубежа появляется новое сообщество табулят, наиболее характерными представителями которых являются последние палеофавозиты (*Palaeofavosites moribundus*), близкие к более ранним фавозитам виды *Favosites pseudoforbesi muratsiensis*, *F. vicinalis* и многочисленные экземпляры *Syringopora blanda*. Эта граница устанавливается также по появлению брахиопод *Rhipidomelloides hybrida* и *Howelella angulata*.

Больше всего критериев для разграничения курессааресского и каугатумаского горизонтов дают остракоды. Одним из таких критериев является исчезновение в буровых разрезах целого ряда видов узкого вертикального распространения (рис. 77), а также многих видов, известных уже начиная с паадлаского горизонта (*Calcaribeyrichia altonodosa*, *Leiocyamus limpidus* и др.). Вместо них в низах каугатумаского горизонта постепенно появляются представители комплекса бейрихиевого известняка (рис. 77, *23—28*).

На том же стратиграфическом уровне происходит очень резкая смена ассоциаций кислотоустойчивых микрофоссилий. Согласно Р. М. Мяннилю, изучившему серию проб из разрезов скважин Охесааре и Вяйке-Роотси, здесь исчезает господствовавшая в верхней половине курессааресского горизонта ассоциация меланосклеритоидов и сколекодонтов и появляется ассоциация акритарх и хитинозой, прослеживаемая, например, в разрезе скв. Охесааре до самых ее верхов.

Литологически верхняя граница курессааресского горизонта наиболее четкая в разрезе скв. Вяйке-Роотси, где она совпадает с контактом между глинистыми мергелями ($K_3a$) и грубодетритовыми криноидными известняками. В разрезе скв. Каугатума граница проходит по кровле прослоя горизонтальнослоистого грубодетритового известняка в толще

комковатых детритовых или биоморфных известняков, а в Охесааре — в толще переслаивающихся глинистых известняков и известковых или глинистых мергелей (рис. 78). В последнем разрезе выше рассматриваемой границы заметно увеличивается содержание слюды в терригенном компоненте пород.

Стратотип горизонта — разрез скв. Кингисепп в интервале 1,5—13,4 м.

**Распространение и мощность.** Курессаареский горизонт распространяется в южной части о. Сааремаа, к югу от линии Котланди—Кингисепп—Рео—Сакла. Он выходит в виде узкой полосы, протягивающейся от западного побережья острова через г. Кингисепп до залива Кыйгусте (см. рис. 69). Обнажений пока известно мало, а имеющиеся представлены главным образом временными закопушками в Кингисеппе и его ближайших окрестностях (см. табл. 44).

Горизонт пройден четырьмя скважинами, из них полные разрезы вскрыты в Каугатума и Охесааре. Интервалы (числитель) и мощности (знаменатель) горизонта по отдельным скважинам (в метрах) следующие:

Охесааре $\frac{80{,}40 — 67{,}70}{12{,}70}$, Кингисепп $\frac{13{,}40 — 1{,}40}{12{,}00+}$,

Каугатума $\frac{53{,}50 — 39{,}00}{14{,}50}$, Вяйке-Роотси $\frac{47{,}20 — 29{,}90}{17{,}30+}$.

Сопоставление скв. Вяйке-Роотси и Кингисепп показывает, что в восточной части выхода полная мощность горизонта достигает примерно 20—24 м. В западном и юго-западном направлениях она уменьшается до 12,7 м (скв. Охесааре).

**Общая литологическая характеристика.** Литологически курессаареский горизонт довольно однородный и представляет собой толщу комковатых (частью глинистых) известняков, заметно отличающуюся от вышележащих, преимущественно криноидных известняков каугатумаского горизонта (s. stricto). Характерны тонкие конгломератовые прослои или спорадические мелкие гальки. В отложениях нижней половины горизонта больше терригенного материала, особенно в окрестностях г. Кингисеппа, где распространяются глинистые мергели и переслаивающиеся с ними детритовые или биоморфные остракодо-гастроподово-коралловые известняки.

На юге п-ова Сырве комковатая текстура менее заметна; на протяжении всего разреза глинистые известняки переслаиваются с известковыми или доломитистыми мергелями.

**Палеонтологическая характеристика.** Из курессаареского горизонта известны представители около 75 видов (табл. 47). Этот комплекс видов значительно отличается от комплекса ниже- и вышележащего горизонтов (см. гл. III). В нем преобладают остракоды и малочисленны строматопороиден и табуляты, что, видимо, можно объяснить некоторой специфичностью фациальных условий, способствовавших развитию только отдельных групп.

Однако в то же время связи фаунулы курессаареского горизонта с фаунулами паадлаского и вышележащих горизонтов весьма тесные. С паадласким горизонтом он имеет 37 общих видов, из которых 24 переходят в каугатумаский и охесааареский горизонты. К указанным видам относятся, например, *Favosites forbesi* из табулят, «*Camarotoechia*» *nucula, Rhynchospirina* cf. *bouchardii, Delthyris elevata* из брахиопод, *Orco-*

Таблица 47

**Состав фаунулы курессааресского горизонта**

| Виды | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ |
|---|---|---|---|
| Stromatoporoidea | | | |
| *Parallelostroma typicum* | + | + | + |
| Tabulata | | | |
| **Favosites forbesi** | + | + | + |
| *F. effusus* | | + | + |
| *Aulopora necopina* | | + | + |
| *Coenites linnaei* | | + | ? |
| Rugosa | | | |
| *Lykocystiphyllum* sp. | + | + | |
| *Phaulactis cyathophylloides* | + | + | |
| *Expressophyllum* ex gr. *simplex* | + | + | |
| *Contortophyllum* ex gr. *tchernovi* | + | + | |
| *Lamprophyllum* sp. | + | + | + |
| *Spongophylloides* aff. *nikiforovae* | ? | + | + |
| **Entelophyllum articulatum** | | + | + |
| *E. pseudodianthus* | | + | + |
| *Endophyllum* ? *rectiseptatum* | | + | |
| **Tryplasma loveni** | + | + | + |
| *Holmophyllum podolicum* | | + | + |
| Brachiopoda | | | |
| *«Camarotoechia» nucula* | + | + | + |
| **Atrypella prunum** | + | + | + |
| *Isorthis usari* | | + | + |
| *Rhynchospirina* cf. *bouchardii* | + | + | + |
| *Rh. baylei* | | + | + |
| *Howelella angulata* | | + | + |
| *Delthyris magna* | | + | + |
| **D. elevata** | | + | + |
| Mollusca | | | |
| *Pteronitella retroflexa* | + | + | + |
| *Ilionia prisca* | + | + | |
| *Michelinoceras («Orthoceras») bullatum* | | + | + |
| *Spirorbis imbricatus* | | + | + |
| Ostracoda | | | |
| *Retisacculus semicolonatus* | | + | + |
| **R. sulcatus** | | + | |
| *Hemsiella margaritae* | | + | + |
| *H. loensis* | + | + | |
| *Juviella juvensis* | | + | + |
| *Macrypsilon parvisulcatum* | | + | + |
| **Beyrichia (Simplicibeyrichia) cf. impersonalis** | | + | |
| *B. (S.) globifera* | + | + | + |
| *B. (S.) venusta* | | + | + |
| *Neobeyrichia bulbata* | | + | + |
| *Calcaribeyrichia altonodosa* | | + | |
| *Plicibeyrichia numerosa* | | + | + |
| **P. calcarispinata** | | + | |
| *Primitiopsis minima* | | + | |
| *Clavofabella maxima* | + | + | + |
| *C. ? lativelata* | | + | + |
| *C. nodosa* | + | + | |
| *Orcofabella obscura* | + | + | + |
| *O. arguta* | | + | + |
| *Limbinariella macroreticulata* | + | + | |
| **L. malornata** | | + | |
| *Leiocyamus limpidus* | + | + | |
| *Amygdalella subclusa* | + | + | + |
| *A. solida* | | + | + |
| *Scipionis profundigenus* | | + | + |

*Продолжение табл. 47*

| Виды | $K_2$ | $K_3a$ | $K_3b$ |
|---|---|---|---|
| *Ochesaarina variolaris* | | + | + |
| *Saccelatia bimarginata* | | + | + |
| *«Octonaria» perplexa* | + | + | + |
| *Scaldianella simplex* | | + | + |
| *Healdianella magna* | + | + | + |
| *Echinodermata* | | | |
| **Crotalocrinites rugosus** | + | + | + |
| Agnatha | | | |
| *Thelodus trilobatus* | + | + | + |
| *T. parvidens* | + | + | + |
| *T. bicostatus* | + | + | |
| *T. costatus* | + | + | + |
| *T. traquairi* | + | + | |
| *T. sculptilis* | + | + | + |
| *Katoporus tricavus* | + | + | + |
| *K.* sp. | + | + | |
| *Logania cuneata* | + | + | + |
| *Strosipherus indentatus* | + | + | + |
| Pisces | | | |
| *Nostolepis striata* | + | + | + |
| *Gomphodus sandelensis* | + | + | + |
| *Andreolepis hedei* | + | + | |
| *Lophosteus superbus* | ? | + | + |

*fabella obscura, Amygdalella subclusa, Healdianella magna* из остракод и др. Из появляющихся впервые в самых низах курессаареского горизонта более 30 видов специфическими для него остаются только 6, остальные переходят в каугатумаский горизонт. Это указывает на единство позднесилурийской фауны Эстонии, ввиду чего интерпретация ранга выявленных биостратиграфических границ значительно осложняется.

Горизонт не подразделяется на более мелкие стратиграфические единицы.

Стратиграфическим аналогом курессаареского горизонта в Южной Прибалтике следует, вероятнее всего, считать верхнюю половину пагегяйского горизонта, выделенную Л. К. Гайлите, М. В. Рыбниковой и Р. Ж. Ульст (1967) в качестве зоны *Hoburgiella anterovelata*. Это подтверждается, с одной стороны, наличием в нижележащей зоне *Neobeyrichia lauensis* и *N. ctenophora* еще типичных паадласких остракод *Hemsiella hemsiensis* (скв. Пилтене) и *Hammariella pulchrivelata* (скв. Вирбалис), а также распространением одного из названных выше зональных видов (*N. ctenophora*) в паадласком горизонте и, с другой стороны, распространением в верхах зоны *Hoburgiella anterovelata* специфических курессаареских видов *Retisacculus sulcatus* и *Clavofabella? lativelata* (скв. Вирбалис). В пользу такого сопоставления говорит и распространение *Delthyris elevata*, который в Эстонии появляется в верхах паадлаского, а в Южной Прибалтике — в верхах нижней зоны пагегяйского горизонта.

## КАУГАТУМАСКИЙ ГОРИЗОНТ

= Kaugatoma zone, верхняя часть — Twenhofel, 1916;
= Saaremaa lademe *Crotalocrinus*-vöö, верхняя часть — Bekker, 1925a;
= Kaugatoma lade, верхняя часть — Luha, 1933;
= каугатумаский горизонт, верхняя часть — Аалоэ, 1960.

Каугатумаский горизонт представлен толщей позднесилурийских отложений, залегающей между курессаареским и охесаареским горизонтами. В районе Вяйке-Роотси и Каугатума он сложен преимущественно грубодетритовыми или биоморфными криноидными известняками, подразделенными на две части сравнительно мощной и выдержанной в пространстве пачкой домеритов или мергелей. Южнее отложения более однообразные — в разрезе скв. Охесааре весь горизонт представлен чередующимися мергелями, доломитистыми, глинистыми или детритовыми известняками. Мощность горизонта до 70 м. Нижняя граница проводится по кровле комковатых известняков с характерным комплексом бейрихиид и примитиопсид. На том же стратиграфическом уровне обновляется видовой состав ряда групп фауны и последовательно появляются представители комплекса остракод бейрихиевого известняка (*Sleia inermis, Neobeyrichia buchiana, Frostiella groenvalliana* и др.). Верхняя граница устанавливается по контакту доломитистых мергелей с вышележащими крупнодетритистыми псаммитистыми известняками, содержащими *Nodibeyrichia jurassica*. Горизонт подразделяется на эйгуские (внизу) и лыоские слои.

**Объем и границы.** Каугатумаский горизонт в широком смысле был первоначально выделен как толща известняков, для которых наиболее характерно обилие *Crotalocrinus rugosus* (= *Crotalocrinites*) (Bekker, 1925a). Из-за отсутствия буровых скважин границы горизонта не были определены. Нижняя граница каугатумаского горизонта (s. lato) была впервые зафиксирована лишь в 1960 г. А. Аалоэ в разрезе скв. Кингисепп и проведена по контакту глинистых известняков ($K_2$) с переслаивающимися зеленовато-серыми мергелями и комковатыми детритовыми известняками ($K_3$) с *Atrypella prunum*.

Верхняя граница горизонта была впервые проведена А. Аалоэ и Д. Кальо (1962) в разрезе скважины Охесааре по резкому контакту мергелей с биоморфными глинистыми известняками на глубине 15,6 м. По Л. Сарву (1968), она совпадает с появлением остракод *Aechmina molengraaffii* и *Frostiella pliculata*.

В настоящей работе горизонт рассматривается в несколько измененном объеме. На основании фаунистических отличий прежний каугатумаский горизонт подразделен на два самостоятельных горизонта — курессаареский и каугатумаский (s. str.), а граница между ними трактуется как межъярусная (лудлов/даунтон). Кроме того, учитывая отсутствие в разрезе скв. Охесааре специфических видов охесаареского горизонта, многочисленно представленных в стратотипическом обнажении, предлагается оставить в каугатумаском горизонте всю верхнюю часть разреза скважины начиная с глубины 67,7 м и провести верхнюю границу горизонта по кровле мергелей, залегающих непосредственно под разрезом клифа Охесааре.

По палеонтологическим критериям каугатумаский горизонт (s. str.) четко отделяется от ниже- и вышележащих горизонтов. Нижняя граница горизонта определяется по появлению нового комплекса целентерат, остракод, руководящих видов брахиопод и по замене ассоциаций кислотсустойчивых микрофоссилий. При этом большое значение придается появлению видов так называемого комплекса бейрихиевого известняка. Однако элемент бейрихиевого известняка появляется не строго одновременно и поэтому стратиграфическую ценность каждого вида этого комплекса следует определять отдельно.

Наибольшее значение для проведения нижней границы горизонта имеет одновременное появление *Frostiella groenvalliana* и *Neobeyrichia*

*buchiana*. В разрезе скв. Охесааре они появляются на глубине 58,5 м, т. е. примерно на 9 м выше нижней границы горизонта, определенной по вышеуказанным критериям. Еще на 2 м выше сделана первая (единичная) находка *Macrypsilon salterianum*, многочисленно представленного вместе с *Nodibeyrichia tuberculata* в верхних 30 метрах горизонта и в охесаареском горизонте.

В керне скв. Охесааре обращает на себя внимание и появление *Sleia equestris* в самых низах каугатумаского горизонта, примерно на 3,5 м выше его нижней границы. На выходе наиболее древние представители этого вида происходят из обнажения Эйгу, разрез которых относится, вероятнее всего, к средней части горизонта. В Южной Прибалтике *Sleia equestris* появляется раньше — он известен (скв. Пилтене, Эзере, Вирбалис) уже из нижней части зоны *Hoburgiella anterovelata*, т. е. из наиболее вероятного аналога курессааресского горизонта.

То же самое относится и к *Hemsiella* cf. *maccoyana*, распространенному в Латвии начиная с верхов пагегяйского горизонта, но в Эстонии не опускающемуся ниже стратиграфического уровня обнажений Эйгу.

Отнесение *Amygdalella subclusa*, «*Octonaria*» *perplexa*, *Scaldianella simplex* к элементу бейрихиевого известняка вряд ли обосновано, так как в Эстонии эти виды широко распространены уже начиная с паадлаского горизонта. Они являются представителями типовой фаунулы всего верхнего силура Прибалтики.

Таким образом, из видов остракод, которые А. Мартинсон (Martinsson, 1963a) рассматривал как комплекс бейрихиевого известняка, наиболее точно определяет низы каугатумаского горизонта (а следовательно, и даунтонского яруса) появление *Sleia inermis*, *Neobeyrichia buchiana* и *Frostiella groenvalliana*, в общем совпадающее с заменой видового состава и в других группах фауны.

Верхняя граница каугатумаского горизонта проводится по четкому литологическому контакту (между мергелями и известняками), вскрытому в скв. Охесааре-2 (глубина 4,1 м). Именно выше этого уровня появляются специфические для охесааресского горизонта на клифе Охесааре остракоды (*Nodibeyrichia jurassica, Juviella piltenensis, Kloedenia leptosoma, Orcofabella testata* и др.) и табуляты (*Favosites pseudoforbesi ohesaarensis, F. humilis, F. vectorius*), становятся многочисленными чешуи акантод *Gomphodus sandelensis*, весьма редкие еще в каугатумаском горизонте.

**Распространение и мощность.** Каугатумаский горизонт выходит на южном побережье о. Сааремаа и на п-ове Сырве (см. рис. 69; табл. XV, 2). За исключением клифа Лыо, во всех обнажениях выходят эйгуские слои (табл. 44).

Отложения каугатумаского горизонта пройдены в четырех скважинах, все разрезы которых неполные. Интервалы и мощности горизонта (в метрах) следующие:

Вяйке-Роотси ($K_3bÄ$) $\frac{29{,}9 - 0{,}60}{29{,}3+}$, Каугатума ($K_3bÄ$) $\frac{39{,}00 - 1{,}40}{37{,}6+}$.

Судя по скважине Охесааре, общая мощность горизонта 66,0+, в том числе $K_3bÄ$ $\frac{67{,}7 - 29{,}8}{37{,}9}$, $K_3bL$ $\frac{29{,}8 - 1{,}7}{28{,}1+}$, по Охесааре-2 (только $K_3bL$) $\frac{23{,}0 - 4{,}1}{18{,}9+}$. При сопоставлении разрезов (рис. 78) обеих скважин Охесааре полная мощность горизонта определена примерно в 69—70 м.

Таблица 48

**Состав фаунулы каугатумаского горизонта**

| Виды | $K_3a$ | $K_3bA$ | $K_3bL$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|
| Stromatoporoidea | | | | |
| *Actinostromella vaiverensis* | | + | | |
| *Densastroma astroites* | | + | | |
| *Pachystylostroma* sp. | | + | | |
| *Parallelostroma typicum* | + | + | | |
| **P. tuberculatum** | | | + | + |
| *P. minosi* | | + | | |
| Tabulata | | | | |
| *Favosites forbesi* | + | + | + | + |
| *F. similis* | | + | | + |
| **F. pseudoforbesi muratsiensis** | | + | + | |
| *F. vicinalis* | | + | + | |
| **F. eichwaldi** | | + | + | |
| *F. terraenovae* | | + | | |
| *F.* cf. *yermolaevi* | | + | | |
| *F. effusus* | + | + | | + |
| **Palaeofavosites moribundus** | | + | | |
| *Pf. finitimus* | | + | | |
| *Mesosolenia reliqua* | | + | + | |
| *Coenites* sp. | ? | + | + | |
| **Syringopora blanda** | | + | + | |
| *Subalveolites* sp. | | + | | |
| Rugosa | | | | |
| *Expressophyllum* sp. | + | + | | |
| *Lamprophyllum* sp. | + | + | | |
| *Spongophylloides* aff. *nikiforovae* | + | + | ? | ? |
| *Entelophyllum articulatum* | + | + | | + |
| **E. pseudodianthus** | + | + | + | + |
| *Strombodes stellaris* | | + | | |
| *Cantrillia eichwaldi* | ? | + | + | ? |
| *Tryplasma loveni* | + | + | | |
| **Cystiphyllum cylindricum** | | + | | |
| *Gyalophyllum* ex gr. *angelini* | | | + | ? |
| *Holmophyllum podolicum* | + | + | | |
| Bryozoa | | | | |
| *Fistulipora* cf. *skalaensis* | | + | | |
| **F. perexiguoformis** | | + | | |
| *Cyphotrypa corrugata* | | + | | |
| *Pseudoleptotrypa podolica* | | + | | |
| **Trematoporina pudlovensis** | | + | | |
| *T. porosa* | | + | | + |
| *Ptilodictya lanceolata* | | + | + | + |
| *Fenestella* cf. *pentagona* | | + | | |
| *Orthopora tonolowajensis* | | + | | + |
| Brachiopoda | | | | |
| *«Camarotoechia» nucula* | | + | + | + |
| *«C.» diodonta* | | | + | + |
| *Atrypella prunum* | + | + | | |
| *Isorthis usari* | + | + | | + |
| **Rhipidomelloides hybrida** | | + | | |
| *Rhynchospirina* cf. *bouchardi* | + | + | + | + |
| *R. baylei* | + | + | + | + |
| **Howelella angulata** | | + | | |
| *Atrypa dzwinogrodensis* | | + | | |
| *Delthyris magna* | + | + | + | + |
| *D. elevata* | + | + | + | + |

| Виды | $K_3a$ | $K_3bA$ | $K_3bL$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|
| Mollusca | | | | |
| *Pterinea (?) reticulata* | | + | | + |
| *Pteronitella retroflexa* | + | + | + | + |
| *Poleumita discors* | | + | | |
| *Michelinoceras («Orthoceras») schmidti* | | + | | + |
| *M. («O.») bullatum* | + | + | | + |
| *Bickmorites falcigerum* | | + | | |
| Trilobita | | | | |
| *Proetus conspersus* | + | + | | + |
| *Calymene blumenbachii* | | + | + | |
| *C. laevigata* | | | + | + |
| *Acaste downingiae* | | | | |
| Ostracoda | | | | |
| *Retisacculus semicolonatus* | + | + | | + |
| *Sleia inermis* | | + | + | + |
| **S. equestris** | | + | | |
| *Hemsiella margaritae* | + | + | | |
| *H. latviensis* | | | + | |
| *H.* cf. *maccoyana* | | + | + | + |
| *Juviella juvensis* | + | + | + | + |
| *Macrypsilon parvisulcatum* | + | + | | |
| *M. salterianum* | | + | + | + |
| *Beyrichia (Simplicibeyrichia) globifera* | + | + | | |
| *B. (S.) venusta* | + | + | | |
| *Neobeyrichia bulbata* | + | + | | |
| **N. buchiana** | | + | + | + |
| *Nodibeyrichia tuberculata* | | | + | + |
| *Nodib. bifida* | | + | | |
| *Nodib. saldusensis* | | | + | + |
| *Plicibeyrichia numerosa* | + | + | | |
| **Frostiella groenvalliana** | | + | | |
| *F. cornuta* | | | + | |
| *F. pliculata* | | | + | + |
| *Clavofabella maxima* | + | + | | |
| *C. ? lativelata* | + | + | | |
| *Orcofabella obscura* | + | + | | + |
| *O. arguta* | + | + | | |
| *O. araneosa* | | + | | + |
| *Venzavella costata* | | + | | + |
| *V. multicostata* | | + | | + |
| *V. subcostata* | | + | | + |
| **Moorea simplex** | | + | | |
| *Leiocyamus limpidus* | + | + | + | + |
| *Amygdalella subclusa* | + | + | + | + |
| *A. solida* | + | + | + | + |
| *A. nasuta* | | | + | + |
| *Scipionis profundigenus* | + | + | | |
| *Signetopsis decorata* | | + | | |
| *Ochesaarina variolaris* | + | + | | + |
| *Saccelatia bimarginata* | + | + | | |
| **Aechmina molengraaffii** | | | + | |
| *«Octonaria» perplexa* | + | + | | |
| *Scaldianella simplex* | + | + | | |
| *Healdianella magna* | + | + | + | + |
| *Beecherella tectumiformis* | | + | | |
| *Herrmannina phaseolus* | + | + | + | + |
| Echinodermata | | | | |
| **Crotalocrinites rugosus** | + | + | + | |
| *Actinocrinus luchi* | | + | | |
| *Lepocrinites kailuka* | | + | | |
| Coniconchia | | | | |
| *Tentaculites scalaris* | | + | | + |
| *T. inaequalis* | | + | | + |

*Продолжение табл. 48*

| Виды | $K_3a$ | $K_3bA$ | $K_3bL$ | $K_4$ |
|---|---|---|---|---|
| Annelida | | | | |
| *Spirorbis imbricatus* | + | + | | |
| *Anticalyptraea calyptrata* | + | + | | + |
| Agnatha | | | | |
| *Thelodus parvidens* | + | + | + | + |
| *T. trilobatus* | + | + | | + |
| *T. costatus* | + | | + | + |
| *T. sculptilis* | + | | + | + |
| *Katoporus triangulus* | | + | | + |
| *K. tricavus* | + | + | | + |
| *Logania cuneata* | + | + | | + |
| *L.* sp. sp. | + | | + | + |
| *Strosipherus indentatus* | + | + | + | + |
| *Tolypelepis undulata* | | + | + | + |
| Pisces | | | | |
| *Nostolepis striata* | + | + | + | + |
| *N. gracilis* | | + | | |
| *O. tenuistriatus* | | + | + | + |
| *Gomphodus sandelensis* | + | + | + | + |
| *Lophosteus superbus* | + | + | | + |

**Общая литологическая характеристика.** На выходе или в непосредственно примыкающем к нему районе каугатумаский горизонт сложен главным образом грубодетритовыми, нередко криноидными известняками, содержащими прослои мергелей, домеритов или глинистых известняков. Нередко встречаются и прослои известняков конгломератовой структуры. В юго-западном направлении содержание терригенного компонента увеличивается, разнообразие пород уменьшается, в результате чего в скв. Охесааре наблюдается только переслаивание глинистых илисто-детритовых известняков и разных типов мергелей, отчасти также глин. Наиболее глинистая верхняя часть разреза Охесааре представлена различными мергелями, в которых известняки образуют лишь маломощные прослои.

**Палеонтологическая характеристика.** Из каугатумаского горизонта известны представители около 130 видов (табл. 48). Доминирующее положение в фаунуле сохраняют остракоды (43 вида), но их перевес несколько уменьшился по сравнению с количественными соотношениями групп в курессаареское время. Заметно увеличилась численность целентерат (см. рис. 43).

Фаунула каугатумаского горизонта тесно связана с комплексами ниже- и вышележащих горизонтов. Количество общих с курессаареским горизонтом видов 54, с охесаареским — 60. Из них 32 вида проходящие.

Палеонтологически лучше охарактеризованы эйгуские слои, для которых установлены 23 специфических вида. Особенно много их среди строматопороидей и табулят — 8 (табл. 48). Среди остракод характерна ассоциация *Frostiella groenvalliana*. Кроме того важно, что 15 видов, перешедших из более нижних горизонтов, закончили свое существование во время формирования эйгуских слоев (табл. 48). Для лыоских слоев характерно появление ассоциации *Nodibeyrichia tuberculata*.

**Подразделения.** Известны два варианта подразделения каугатумаского горизонта (s. lato). Первый из них, согласно которому горизонт

подразделялся на три части, принадлежит К. Хоппе (Hoppe, 1931) и основывается на различиях количественных соотношений *Crotalocrinus* и *Atrypa* (= *Atrypella*). А. Аалоэ (1960), исходя из литологических критериев, подразделил горизонт на пять литологических комплексов.

Поскольку эти подразделения, основанные на неточных корреляциях, объединяли разновозрастные отложения, то даже их частичное использование в настоящее время исключается. Здесь предлагается новая схема расчленения, в которой по совокупности литологических и палеонтологических критериев выделяются эйгуские и лыоские слои.

Эйгуские слои ($K_3bÄ$) занимают приблизительно нижние $^2/_3$ общего объема горизонта. Для них характерно сильное преобладание грубодетритовых криноидных известняков. На выходе и в сопредельном с ним районе наиболее древние из указанных известняков обнажаются в Муратси. Мощность нижней толщи криноидных известняков увеличивается в западном и юго-западном направлениях; соответственно увеличивается и содержание терригенного вещества и появляется комковатая текстура. В скв. Каугатума верхняя половина рассматриваемого комплекса отложений содержит многочисленные конгломератовые прослои. В разрезе скв. Охесааре эта часть каугатумаского горизонта очень монотонная и сложена чередующимися слоями доломитистых, реже глинистых мергелей и глинистых известняков. Детритовые известняки слагают в Охесааре только кровлю нижнего комплекса (рис. 78).

Выше по разрезу следуют домериты (скв. Вяйке-Роотси) или известковые и глинистые мергели (скв. Каугатума) с прослоями грубодетритовых или биоморфных известняков. Мергелям свойственна косослоистая текстура. Рассматриваемая толща сохраняет свои характерные черты и в скв. Охесааре, где в интервале 42,9—48,3 м она представлена глинистыми мергелями, содержащими конгломератовые прослои. Границы этой толщи определены только по литологическим признакам и в разных скважинах могут быть метахронными.

На мергелях и домеритах, мощность которых колеблется от 4,4 до 9,4 м, залегает второй комплекс грубодетритовых криноидных известняков. В эту часть разреза входят также слои, обнажающиеся в карьерах Эйгу, Вяйке-Роотси и на клифе Каугатума. Комплекс этот содержит много брахиопод и целентерат, особенно *Densastroma astroites*, *Parallelostroma tuberculatum*, *Favosites pseudoforbesi muratsiensis*, *F. eichwaldi*, *Syringopora blanda*, «*Camarotoechia*» *nucula*, *Rhynchospirina* cf. *baylei*, спирифериды и др. *Atrypella prunum* распространяется в этой части разреза только восточнее г. Кингисеппа; в слоях, выходящих на п-ове Сырве, как это было уже указано Ф. Шмидтом и К. Хоппе (Schmidt, 1858; Hoppe, 1931), он отсутствует. В разрезе Охесааре верхней толще криноидных известняков соответствует комплекс переслаивающихся глинистых доломитистых известняков, грубодетритовых псаммитовых известняков и доломитистых мергелей. Во всем комплексе довольно часто встречаются отдельные гальки или целые конгломератовые прослои.

Лыоские слои ($K_3bL$) представлены толщей известковых, доломитистых и глинистых мергелей с тонкими прослоями и линзами известняков. Они известны в основном по разрезам скв. Охесааре и Охесааре-2. На выходе (клиф Лыо) распространены также тонкослоистые криноидные известняки. В подошве лыоских слоев появляется *Nodibeyrichia tuberculata*.

В Южной Прибалтике каугатумаскому горизонту в рассмотренном здесь объеме соответствуют, вероятно, миниякие слои и нижняя часть юраских. Это подтверждается в первую очередь большой аналогией в

распространении остракод. Например, в разрезе скважины Пилтене (Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967) в миниясских слоях, как и в каугатумаском горизонте, появляются *Sleia inermis*, *Neobeyrichia buchiana*, *N. saldusensis*, *Venzavella costata*, *Aechmina molengraaffii*, *Amygdalella nasuta* и др. и несколько выше — *Nodibeyrichia tuberculata*, *Frostiella pliculata*, *Hemsiella latviensis*, *Macrypsilon salterianum*. В верхней половине зоны *Nodibeyrichia tuberculata* ряд представителей этой ассоциации исчезает, а сохранившиеся виды продолжают существовать вместе со специфическими видами охесаареского горизонта.

## ОХЕСААРЕСКИЙ ГОРИЗОНТ

= Saaremaa lademe Ohesaare vöö — Bekker, 1925a;
= Ohesaare-Zone — Hoppe, 1931;
= Ohesaare lade — Luha, 1933;
= охесаарӗский горизонт — Аалоэ, 1960;
= охесаарӗский горизонт, верхняя часть — Аалоэ и Кальо, 1962.

Охесаарӗский горизонт охватывает наиболее верхние слои силура Эстонии, залегающие на отложениях каугатумаского горизонта и представленные разнообразными кристаллическими, детритовыми, глинистыми известняками и известковистыми песчаниками. Для горизонта характерен богатый комплекс остракод, брахиопод, моллюсков, трилобитов, рыб и др. Нижняя граница его проводится по контакту доломитистых мергелей и залегающих выше доломитистых известняков, примерно совпадающему с уровнем появления ассоциации *Nodibeyrichia jurassica* и фавозитид из группы *Favosites pseudoforbesi ohesaarensis*. Верхняя граница — эрозионная. Мощность горизонта в Эстонии более 6 м.

**Объем и границы.** С тех пор как охесаарӗский горизонт стали выделять в качестве самостоятельного подразделения, его объем практически ограничивался разрезами клифов Охесааре и Лооде (Bekker, 1925a; Hoppe, 1931; Luha, 1933). Иной точки зрения придерживаются А. Аалоэ и Д. Кальо в работе 1962 года; после предварительного описания керна скважины Охесааре они отнесли к охесаарӗскому горизонту также различные, подстилающие разрез клифа мергели общей мощностью 15,5 м. Но поскольку нижняя граница горизонта в указанном объеме оказалась палеонтологически недостаточно обоснованной, то в настоящей книге принята первоначальная точка зрения.

Количество общего элемента в фаунулах каугатумаского и охесаарӗского горизонтов значительное. Новые по сравнению с каугатумаским горизонтом виды появляются выше кровли мергелей, залегающих непосредственно под разрезом клифа Охесааре. Выше этого уровня, принятого за границу между горизонтами, уже нет таких характерных для нижележащих слоев видов, как *Hemsiella latviensis*, *Frostiella cornuta*, *Sleia equestris*, *Atrypa dzwinogrodensis* и др., и появляется новый комплекс табулят (*Favosites pseudoforbesi ohesaarensis*, *F. vectorius*, *F. humilis*), остракод (*Juviella piltenensis*, *Nodibeyrichia jurassica*, *Kloedenia leptosoma*, *Orcofabella testata*), тентакулитов (*Tentaculites annulatus* и *T. estonicus*) и некоторые бесчелюстные. В разрезе скв. Охесааре-2, пробуренной на клифе, эта граница залегает на глубине 4,1 м.

**Распространение и мощность.** Охесаарӗский горизонт выходит в виде узкой полосы вдоль юго-западного побережья п-ова Сырве, между деревнями Охесааре и Таммуна (см. рис. 69). В средней и восточной частях полуострова эти слои ввиду глубокого эрозионного среза, очевидно, отсутствуют.

Отложения охесаарӗского горизонта пройдены в Эстонии только скважиной Охесааре-2; их мощность 4,1 м. Суммарная мощность отложений, выходящих в трех обнажениях (клифы Охесааре и Лооде, берег моря у Аллиотс), составляет 5,5—6 м.

Таблица 49

**Состав фаунулы охесаареского горизонта**

| Виды | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|
| Tabulata | | |
| *Favosites forbesi* | + | + |
| *F. similis* | + | + |
| **F. pseudoforbesi ohesaarensis** | | + |
| *F. effusus* | + | + |
| *F. humilis* | | + |
| *F. vectorius* | | + |
| *Subalveolites* sp. | | + |
| *Aulopora amica* | | + |
| Rugosa | | |
| *Spongophylloides* aff. *nikiforovae* | + | ? |
| *Entelophyllum articulatum* | + | + |
| *E. pseudodianthus* | + | + |
| *Cantrillia eichwaldi* | + | ? |
| *Gyalophyllum* ex gr. *angelini* | + | ? |
| Bryozoa | | |
| **Fistulipora tenuilamellata** | | + |
| *F. aculeata* | | + |
| *F.* cf. *crustuliformis* | | + |
| *Leptotrypa* cf. *praerhombocella* | | + |
| *Eridotrypa* cf. *minuta* | | + |
| **E. parvulipora** | | + |
| *Trematoporina porosa* | + | + |
| *Ptilodictya lanceolata* | + | + |
| *Orthopora tonolowajensis* | + | + |
| Brachiopoda | | |
| *«Camarotoechia» nucula* | + | + |
| «C.» diodonta | + | + |
| *Isorthis usari* | + | + |
| *Delthyris elevata* | + | + |
| *D. magna* | + | + |
| **Rhynchospirina baylei** | + | + |
| Mollusca | | |
| *Pterinea? reticulata* | + | + |
| *Pteronitella retroflexa* | + | + |
| *Goniophora cymbaeformis* | | +? |
| *Modiolopsis complanata* | | + |
| *Cardiola interrupta* | | + |
| **Grammysia obliqua** | | + |
| *Worthenia* sp. | | + |
| *Michelinoceras («Orthoceras») schmidti* | + | + |
| *M. («O.») bullatum* | + | + |
| *M. («O.») tracheale* | | + |
| *«Cyrtoceras»* sp. sp. | | + |
| *Ascoceras* sp. | | + |
| Coniconchia | | |
| *Tentaculites inaequalis* | + | + |
| *T. scalaris* | + | + |
| **T. annulatus** | | + |
| *T. estonicus* | | + |
| Cornulitida | | |
| *Cornulites* sp. | | + |
| Echinodermata | | |
| *Hexacrinites tumidulus* | | + |
| *Lagarocrinus osiliensis* | | + |

*Продолжение табл. 49*

| Виды | $K_3b$ | $K_4$ |
|---|---|---|
| Trilobita | | |
| *Proetus conspersus* | + | + |
| *Calymene blumenbachii* | + | + |
| **C. conspicua** | ? | + |
| *C. laevigata* | + | + |
| *Acaste downingiae* | + | + |
| Ostracoda | | |
| *Retisacculus semicolonatus* | + | + |
| *Sleia inermis* | + | + |
| *Hemsiella* cf. *maccoyana* | + | + |
| **Juviella piltenensis** | | + |
| *Berolinella steusloffi* | | + |
| *Macrypsilon salterianum* | + | + |
| *Neobeyrichia buchiana* | + | + |
| *Nodibeyrichia tuberculata* | + | + |
| *N. saldusensis* | + | + |
| **N. jurassica** | | + |
| *Frostiella pliculata* | + | + |
| *F. loodensis* | | + |
| *Kloedenia leptosoma* | | + |
| *Orcofabella obscura* | + | + |
| *O. arguta* | + | + |
| *O. araneosa* | + | + |
| **O. testata** | | + |
| *Venzavella costata* | + | + |
| *V. multicostata* | + | + |
| *V. subcostata* | + | + |
| *Leiocyamus limpidus* | + | + |
| *Amygdalella subclusa* | + | + |
| *A. solida* | + | + |
| *A. nasuta* | + | + |
| *Ochesaarina variolaris* | + | + |
| *Healdianella magna* | + | + |
| *Herrmannina phaseolus* | + | + |
| Agnatha | | |
| **Thelodus pygniformis** | | + |
| **Th. traquairi** | | + |
| *Th. parvidens* | + | + |
| *Th. costatus* | + | + |
| *Th. bicostatus* | | + |
| *Th. trilobatus* | + | + |
| **Katoporus tricavus** | + | + |
| *K. triangulus* | + | + |
| **Goniporus alatus** | | + |
| **Logania cuneata** | + | + |
| *L.* sp. sp. | + | + |
| *Strosipherus indentatus* | + | + |
| *Tolypelepis undulata* | + | + |
| Pisces | | |
| *Climatius curvatus* | | + |
| *Nostolepis striata* | + | + |
| *N. gracilis* | + | + |
| *Gomphodus sandelensis* | + | + |
| *Onchus tenuistriatus* | + | + |
| *O. murchisoni* | | + |
| *Monopleurodus ohhesaarensis* | | + |
| *Poracanthodes punctatus* | | + |
| *Lophosteus superbus* | + | + |

**Общая литологическая характеристика.** В литологическом отношении охесааре́ский горизонт отличается значительным разнообразием; различные типы известняков и мергелей чередуются в разрезе через короткие интервалы. На клифе Охесааре (табл. XVI) обнажаются (сверху вниз):

0,20+ м — зеленовато-серый слюдистый косослойчатый известковистый алевролит;
0,45 м — светло-серый грубодетритовый известняк, содержащий местами тонкие линзы или прослои серого тонкослоистого алевралита;
0,50 м — темно-серый толстослоистый детритовый известняк с тонкими прослоями мергеля и обильными остатками «рыб» в нижней части слоя;
0,45 м — комковатый глинистый детритовый известняк с пластинчатожаберным *Grammysia obliqua* и мелкими сферическими колониями фавозитид из группы *Favosites forbesi*;
0.45 м — темно-серый остракодовый известняк с прослоями зеленоватой глины, местами со скоплениями остатков «рыб»;
1,05 м — мелкокристаллический детритовый известняк, местами комковатый, с прослоями мергеля и глины, в нижней части обогащенный фрагментами «рыб»;
0,66+ м — плотный серый брахиоподово-остракодовый известняк, в верхней части более глинистый, с остатками «рыб».

Разрез продолжается к юго-западу от Охесааре, в районе мыса Аллиотс. Здесь алевролиты, мощностью около 0,5 м, прослеживаются уже на уровне воды. На них залегают синевато-серые мелкокристаллические, местами слегка пористые доломитистые известняки (1,2 м), ступенчато обнажающиеся на клифе Лооде. В этих известняках нередки крупные колонии фавозитид (*Favosites effusus, F. pseudoforbesi ohesaarensis*), а в глинистых прослоях найден богатый комплекс остракод (*Frostiella pliculata, F. loodensis, Orcofabella arguta, O. araneosa, Venzavella subcostata, Amygdalella subclusa* и др.). Более высокие слои охесааре́ского горизонта в Эстонии неизвестны.

**Палеонтологическая характеристика.** Групповой состав фауны охесааре́ского времени существенно не отличается от каугатумаского (см. рис. 43). Изменились лишь соотношения некоторых групп. Если, например, остракоды и в охесааре́ское время сохранили господствующее положение, то количество видов табулят значительно уменьшилось, а строматопороидеи совершенно исчезли. Заметно возрос удельный вес тентакулитов, а также бесчелюстных и рыб, что указывает на известную специфичность фациальных условий.

Полный список и руководящие виды охесааре́ского горизонта приведены в табл. 49.

По значительному сходству в распространении остракод стратиграфическими аналогами охесааре́ского горизонта в Южной Прибалтике, вероятнее всего, следует считать верхнюю половину юрских слоев — верхи зоны *Nodibeyrichia tuberculata* и зону *Nodibeyrichia jurassica*. В разрезе скв. Пилтене, например, это соответствовало бы интервалу 455—413 м, в основании которого появляется руководящий для охесааре́ского горизонта комплекс остракод.

# ГЛАВА V. ФАЦИИ И РАЗВИТИЕ БАССЕЙНА

Приведенный в предыдущих главах фактический материал позволяет выявить общие черты фациальной специфики, закономерности площадного распределения фаций, их изменения во времени и некоторые аспекты палеогеографии. При обобщении материала по Северной Прибалтике постоянно учитывались данные соседних районов — Южной Прибалтики, Польши, о. Готланд (Гайлите, Рыбникова, Ульст, 1967; Martinsson, 1967; Tomćzyk, 1962 и др.).

Данная глава является по существу объяснительной запиской к десяти цветным литолого-фациальным картам (рис. 80—89), показывающим в разрезе отдельных времен (горизонтов) распространение разных типов отложений, их мощность, групповой состав фауны, предполагаемое расположение берега и некоторые другие специфические признаки фациальной обстановки. При составлении названных карт применялась в основном методика, использованная для составления Атласа литолого-палеогеографических карт СССР. Подробное объяснение принятых на картах условных обозначений и красок приведено на рис. 79 (рис. 79—89 см. в конце книги).

## Юруское время (рис. 80, 81)

Конец ордовика ознаменовался на площади почти всего Палеобалтийского бассейна значительным обмелением. По Р. М. Мяннилю (1966), в поркуниское время были широко распространены различные типы известковых осадков крайнего мелководья. На территории Северной Эстонии образовались биогермные или грубые цистоидные и полидетритовые отложения, а местами также сильно битуминозные глинисто-известковые илы, возможно, лагунного происхождения. В пределах нынешних восточных и центральных районов Эстонии отлагались осадки, в различной степени обогащенные алевритистым и песчанистым материалом, и местами — чистые кварцевые алевриты. В Латвийской структурно-фациальной зоне (в южной части Эстонии и на Курземском полуострове) большую площадь занимали микрослоистые терригенно-карбонатные илы, местами со знаками ряби и трещинами усыхания (так наз. далманитиновый комплекс). В конце поркуниского времени в этом районе образовались оолитовые известковые отложения. Только в узкой переходной полосе от Эстонской структурно-фациальной зоны к Латвийской (скв. Пярну, Выхма, Паламузе) в поркуниское время, вероятно, сформировались более глубоководные глинисто-известковые отложения. Таким образом, характер отложений позволяет считать, что ордовик в Северной Прибалтике закончился значительной регрессией. Привела ли она к осушению территории всего района, трудно судить, поскольку нет достаточно четких данных для точного определения возраста как вер-

хов поркуниского, так и самых нижних слоев юруского горизонта в Эстонской структурно-фациальной зоне.

Поверхности перерыва, распространенные в кровле поркуниских отложений на обширной территории, а также аналогичные поверхности в ниже- и вышележащих слоях явных признаков временного осушения дна не обнаруживают. Но в некоторых скважинах Курземского полуострова (Ремте, Приекуле и др.) и Литвы нижние граптолитовые зоны силура несомненно отсутствуют и разрез начинается с зоны *Pristiograptus cyphus*, где более ранних глинистых отложений с остатками раковинной фауны очень мало или они вообще не встречаются. Несколько севернее (напр., Талсы, Энгуре, Икла) ниже аргиллитов и мергелей зоны *P. cyphus* распространяются зеленые и красные мергели (с известковыми комками), относимые по возрасту к зоне *Orthograptus vesiculosus*. Представлены ли здесь самые низы силура, достоверно установить пока не удалось.

Таким образом, в начале силура северная часть Палеобалтийского бассейна имела вид узкого пролива или, что более вероятно, являлась узкой бухтой, которая в пределах современной Южной Эстонии в широтном направлении врезалась в низменную, почти равнинную Сарматскую сушу.

В начале силурийской трансгрессии отлагались тонкие известковые илы (скрытокристаллические известняки койгиской пачки и ее аналоги на южном крыле прогиба). Интересно, что они распространяются симметрично на северном и южном крыльях Южно-Эстонского прогиба, т. е. в местах, где ордовикский разрез заканчивается соответственно очень мелководными биогермными и песчанистыми (северное крыло) или оолитовыми и микрослоистыми отложениями (южное крыло). В центральной части Южно-Эстонского прогиба, откуда исходила трансгрессия, скрытокристаллические известняки отсутствуют и граница ордовика и силура проходит в более однородных глинистых отложениях. Максимум трансгрессии в северном направлении совпадает с началом накопления глинистых отложений варболаской свиты. Об этом свидетельствуют наибольшая глинистость отложений, групповой состав фауны и обогащенность самых нижних слоев ыхнеской и варболаской свит сравнительно грубым терригенным материалом (содержание алеврита достигает 50%).

В первой половине юруского времени на большей части изученной территории, за исключением самых северо-западных и юго-западных районов, преобладало накопление терригенного материала. Карбоната образовалось меньше, но постепенно его роль повышалась, а вместе с тем возрастала и доля зернистых карбонатных частиц (детрита, галек и т. д.). Типичным в этом отношении является разрез юруского горизонта в скв. Мартна (рис. 29), включающий полный цикл отложений. О регрессивном характере юруского разреза в Северной Эстонии можно судить и по смене ассоциации брахиопод: более глубоководная ассоциация *Clorinda* замещается в северном направлении и вверх по разрезу ассоциацией *Stricklandia*, а затем ассоциацией *Pentamerus*.

На крайнем юге Эстонии силурийская трансгрессия началась, вероятно, позднее, но там, в отличие от Северной Эстонии, заметного обмеления во второй половине юруского времени не произошло.

Наиболее широко распространена в нижней половине юруского горизонта детритовая фация (варболаская свита), охватывающая площадь почти всей Северной Эстонии. В Латвийской структурно-фациальной зоне на том же уровне развиты мергели и комковатые известняки переходной фации (ыхнеская свита). На карте (рис. 80) хорошо видна

известная симметрия в распространении фаций: известняки больше развиты по краям бассейна, тогда как в осевой части его доминируют мергели. Красноцветность пород увеличивается в сторону берега. Особенно ярко это выражено на южной окраине бассейна, на склоне Елгавского поднятия. В северной части красно- и пестроцветные породы встречаются только в окрестностях Рапла и Пандивереской возвышенности, где также уже сказывается влияние специфических прибрежных условий. Н. М. Страхов (1962) связывает красный цвет прибрежных отложений аридной зоны с недостатком органического вещества, необходимого для редуцирования всего железа. В данном случае это объяснение вполне правдоподобно. С другой стороны, красноцветность юруских пород, по крайней мере частично, обусловлена вторичными процессами, не связанными с фациальными условиями.

В Северной Эстонии в юруское время осадки накоплялись, вероятно, в сравнительно подвижном мелком море, так как по всему разрезу, особенно в его верхней половине, встречаются конгломератовые прослои и поверхности перерыва с пиритовой импрегнацией. Они развиты больше в северо-западной части Эстонии, которая в то время располагалась близко от берега. О подвижности среды свидетельствуют биоморфные прослои с отсортированными органогенными остатками.

На детритовых комковатых глинистых известняках варболаской свиты в Северной Эстонии залегают разнообразные отложения тамсалуской свиты. Среди них кроме отложений детритовой фации большое значение имеют и образования отмельной фации — биогермы и пентамеровая банка. Наиболее мелководным был район о. Хийумаа и п-ова Ридала, где распространены биогермы и вмещающие их криноидные известняки, чередующиеся с конгломератами и мелкообломочно-сгустковыми отложениями со знаками ряби. Вероятно, только немного более глубоководным был обширный район развития пентамеровой банки. Почти полное отсутствие целых раковин пентамеров, распространение строматопороидей, сгустковый характер вмещающего материала и малое количество илистого карбонатного и терригенного материала в осадке указывают на мелкую, чистую подвижную воду. Фаунистическая характеристика биогермов и пентамеровой банки приведена в гл. I и IV.

В юруских отложениях Южной Эстонии признаки прибрежного мелководья отсутствуют. Состав фаунулы однообразен (в основном брахиоподы и остракоды), а в осадках преобладает терригенный материал. При этом содержание тонкого глинистого материала увеличивается в восточном направлении. Малоподвижная вода в восточной части бассейна, по-видимому, способствовала накоплению илистых осадков. Там же весьма редки и остатки организмов, что, возможно, указывает на недостаточную аэрацию бассейна.

В юруском горизонте установлены следующие ассоциации: 1) биогермная со связанными с ней криноидными зарослями, 2) пентамеровой банки, 3) ассоциация *Stricklandia*, 4) ассоциация *Clorinda*. В первой половине юруского времени были развиты только последние две относительно более глубоководные ассоциации, во второй половине — все четыре, причем по сравнению с раннеюруским временем они из-за продолжавшейся регрессии несколько переместились на юг. Что касается биогермной ассоциации, то она, вероятно, в какой-то мере соответствует выделенной А. Циглером (Ziegler, 1965) ассоциации *Eocoelia*. Ассоциация *Lingula* того же автора в Эстонии не установлена. Если она и существовала в Палеобалтийском бассейне в раннем лландовери, то только в фациальной зоне, отложения которой к настоящему времени полностью размыты.

Характер распределения фаций в юруское время хорошо согласуется и с конфигурацией изопахит — последние также имеют широтное распространение, причем максимальные мощности отложений приурочены к Южной Эстонии. Также и в райккюлаское время в этом районе продолжалось интенсивное прогибание.

### Райккюлаское время (рис. 82)

Райккюлаское время характеризуется продолжением регрессии. Поэтому в северной части Палеобалтийского бассейна доминирующей стала карбонатная седиментация. Если в разрезе юруского горизонта выделяется один регрессивный цикл отложений, то в райккюласком их два. В пределах Южно-Эстонского прогиба, где разрез начинается афанитовыми известняками стуриской пачки, представлено даже два с половиной цикла.

Конфигурация залива и распространение фаций по сравнению с юруским временем имеют несколько иной характер. Снова стал погружаться Елгавский блок фундамента в Средней Прибалтике, и восточный берег бассейна переместился ближе к территории Эстонии. В итоге бассейн превратился в широкий, неглубоко врезанный в Сарматскую сушу открытый залив.

Больше всего отложений накопилось в Южно-Эстонском прогибе, где мощность райккюлаского горизонта примерно в три раза больше его мощности в Средней Эстонии.

В большей части бассейна в райккюлаское время отлагались очень тонкие известковые илы, ритмично переслаивающиеся с более терригенными осадками. Характерно, что известковые илы были благоприятной средой для илоедов, оставивших в известняках многочисленные ходы.

Наиболее мелководной была северо-западная часть современных выходов горизонта, где формировались рифовые образования, первичные доломиты (Оргита), трещины усыхания и синереза (Мыйзамаа, Хаймре, Пуску), тонкослоистая, местами косая текстура, знаки волновой ряби и многочисленные внутриформационные конгломераты (район между Пуску и Мярьямаа). Отдельные прослои конгломератов распространяются до г. Пярну, причем они последовательно встречаются во все более высоких слоях. Примерно аналогично изменяется и окрашенность некоторых отложений горизонта. Красноватые тона появляются сперва только в северных разрезах, а в конце времени — и в районе Мустъяла. В самых верхних слоях горизонта признаки мелководности обнаруживаются также в восточной части выходов, в районе Калана.

Особенно интересно закономерное распределение алевритовой фракции терригенного материала. Больше всего алеврита содержат нижние слои горизонта в северо-западной части выходов, средние слои — в северо-восточной, а самые верхние — в районе Калана. Рис. 32 отчетливо показывает, что песчано-алевритовая фракция почти наполовину состоит из кварцевого песка. В данном случае, очевидно, можно говорить о близости дельты небольшой реки, которая стекала с суши, расположенной к востоку или северо-востоку от бассейна. Вероятно, на это же указывает скопление корунда в северо-восточном районе выходов.

Наиболее прибрежные отложения райккюлаского времени несомненно были размыты в последующие времена, но наличие оргитаских первичных доломитов, весьма близких к каармаским (гл. II), указывает на присутствие в прибрежной полосе бассейна отдельных небольших

полузамкнутых участков моря, возникших, вероятно, при максимуме регрессии.

От лагунной и отмельной фаций в сторону открытого моря распространяются детритовые отложения кулламааской пачки, накопившиеся в сравнительно подвижной воде. Их роль в разрезе по мере удаления от берега постепенно уменьшается.

В Средней Эстонии, особенно в ее восточной половине, распространены доломитизированные, отчасти комковатые известняки с тонкими глинистыми прослоями. Судя по некоторым реликтовым участкам, структура известняков была первоначально скрыто- или микрокристаллическая. Прослои, состоящие из глины или домерита темно-коричневого или черного цвета, содержат в большом количестве детрит дендроидей, склекодонтов, а иногда и настоящих граптолитов. Довольно часто, но больше в основной породе, встречаются и более или менее полные рабдосомы дендроидей *Rhadinograptus jurgensonae* Obut, *Leveillites hartnageli* Foerste, а также многие *Inocaulis* sp., *Medusaegraptus* sp. и другие еще недостаточно изученные формы. Эти известняки несомненно составляют особую фацию, образовавшуюся в глубине залива. Для этой части залива были характерны заросли растениевидных организмов, среди которых обитали редкие беспозвоночные (брахиоподы, кольчатые черви и др.). В темных прослойках органическое вещество представлено обычно в виде мелкого детрита, более или менее целые рабдосомы встречаются как исключение. Как видно, в прослойках происходила вторичная концентрация органического вещества, о чем свидетельствует и хорошо выраженная тонкослоистая текстура этих прослоек.

Наиболее широко ассоциация дендроидей представлена в верхней половине горизонта. В это же время она появляется и в Южной Эстонии.

В более западных районах (скв. Кингисепп, Охесааре), в условиях более открытого моря, ассоциация дендроидей отсутствует и вместо нее в комковатых микрокристаллических известняках распространена сравнительно бедная фаунула брахиопод, остракод, редких трилобитов и единичных граптолитов. Последние, вероятно, занесены сюда из соседней открытоморской фациальной зоны.

## Адавереское время (рис. 83)

В позднем лландовери и раннем венлоке во всех регионах Северной Европы происходило наступание моря, что хорошо видно по расширению ареала граптолитовой фации. В это же время отмечается интенсивная вулканическая деятельность, отраженная в наличии многочисленных бентонитовых прослоев среди морских отложений. Все эти явления присущи также адавереским отложениям, хотя на фоне общей трансгрессии выявляются и локальные явления регрессии.

Значительно расширилась площадь распространения глинистых отложений при общем увеличении глинистости пород. Область карбонатной седиментации ограничивалась только наиболее северо-восточным районом распространения адавереских отложений, а западнее линии Нурме—Ванаыуэ—Хольдре преобладали мергели и глины.

Конфигурация рассматриваемого залива Палеобалтийского моря в адавереское время в общем не претерпела существенных изменений. Вероятно, лишь восточный берег залива несколько переместился к западу, а северо-западный отступил на крайний север. Об этом говорит

распространение как фаций, так и *Pentamerus oblongus*, встречающегося в верхах горизонта также в Южной Эстонии и нередко слагающего здесь соответствующие банки (рис. 50).

Эти данные, а также характер и мощность отложений показывают, что в адавереское время в Южной Эстонии прогибание было незначительным, скорее можно даже говорить о поднятии земной коры во второй половине этого времени.

Небольшие мощности отложений горизонта в районе г. Килинги-Нымме (скв. Ристикюла) и, возможно, Пярну (мнение Р. М. Мянниля, основывающееся на распространении кислотоустойчивых микрофоссилий) указывают на резкие блоковые движения в пределах бывшего Южно-Эстонского прогиба.

Карбонатные отложения адавереского горизонта в большей части доломитизированы. Первоначально они были преимущественно комковатыми тонкокристаллическими илисто-детритовыми известняками с прослоями илисто-биоморфных известняков, в некоторой степени напоминающими вингутаские известняки райккюлаского горизонта (Юргенсон, 1966). В юго-западном направлении примесь терригенного материала постепенно увеличивается (см. рис. 26), и на о. Сааремаа среди мергелей встречаются уже прослои глин. В распределении терригенного материала четко прослеживается цикличность, особенно хорошо заметная в разрезе скв. Охесааре, где в низах горизонта развиты темно-коричневые граптолитовые аргиллиты, переходящие выше в зеленые глинистые мергели и в мергели. Наиболее разнообразен состав терригенного материала в районе Кирикукюла, т. е. на северо-западе.

В адавереских отложениях выделяются следующие ассоциации, взаимоотношения которых ввиду их неоднократного появления могут быть в разных разрезах весьма сложными:

1. Ассоциация *Pentamerus oblongus*, банки которого хорошо известны в обнажениях на берегах рек Валгу, Пяэрду, у Кяриселья и др. (рис. 50 и 62). В Пяри слои и линзы с пентамерами многократно переслаиваются с коралловыми отложениями.

2. Ассоциация кораллов, строматопороидей и других, особенно полно представленная в Таммикээре и Пяри.

Обе эти ассоциации населяли наиболее мелководные подвижноводные участки бассейна с преимущественно карбонатным осадконакоплением.

3. В более удаленных от берега участках с более глинистым дном появилась ассоциация брахиопод, трилобитов и остракод. Среди них изредка встречались и кораллы, например пуговицеобразные *Porpites porpita* и др. Известные местонахождения этой фауны находятся в Валгу, Велизе, Лятикюла и в скважинах Западной Эстонии.

4. Ассоциация граптолитов, населявшая наиболее глубоководные приустьевые участки залива, например в районе Охесааре, а также в Курземе.

### Яаниское время (рис. 84)

Судя по распространению сравнительно более мелководных отложений, в яаниское время перемещение береговой линии к югу продолжалось только в северо-западной части района. Ввиду этого рассматриваемый залив в устьевой части несколько замкнулся, а в целом, вероятно, расширился.

Область накопления чистых карбонатных отложений в это время располагалась севернее и восточнее границы современных выходов. Эти отложения в основном размыты и лишь локально сохранились в северо-

западной части о. Сааремаа в виде ниназеской пачки. О сравнительной мелководности ниназеских отложений говорит их литологический характер — это в основном грубодетритовые известняки и доломиты с различным содержанием глинистого материала. Детрит обычно криноидный или брахиоподовый; нередко встречаются биоморфные прослои и линзы, в том числе брахиоподовые, онколитовые, реже коралловые и строматопоровые, иногда также небольшие мшанковые биогермы. Относительная мелководность рассматриваемых отложений подчеркивается и увеличением количества биоморфных и детритовых образований при переходе от центральной части бассейна к району распространения ниназеской пачки.

На остальной площади залива в яаниское время накоплялись терригенно-карбонатные отложения, сменяющиеся юго-западнее глинистыми. Характер отложений как в зоне переслаивания мергелей и глинистых известняков (переход от детритовой фации к переходной), так и в зоне мергелей переходной фации довольно разнообразный. На севере области распространения терригенно-карбонатные отложения содержат прослои известняков, однако южнее района Охесааре последние уже отсутствуют.

Содержание терригенного материала закономерно уменьшается в разрезе яаниского горизонта снизу вверх и с юга на север. Повышенное содержание алеврита отмечается на западе материка Эстонии, в окрестностях Ханила и Вельтса, где распространены коричневатые битуминозные доломиты и домериты с тонкой косослоистой текстурой, содержащие корунд.

Примечательна большая мощность яаниских отложений в переходной фациальной зоне — 100—150 м. Локализация больших мощностей в районе Курземского полуострова и Рижского залива (см. рис. 84) говорит о начавшемся здесь в яаниское время интенсивном прогибании. Возникшую в результате этого структуру можно назвать Ирбенским прогибом. Судя по карте (рис. 84), этот прогиб был оконтурен с юга сотой изопахитой, однако на самом деле он, вероятно, продолжается еще и несколько южнее. Меньшая мощность граптолитовых аргиллитов этого района, видимо, связана с некомпенсированным прогибанием.

Зональное распределение фауны было четким. Из сохранившихся фаций наиболее прибрежная охарактеризована наличием небольших мшанковых биогермов, онколитов, строматопороидей и табулят. Она распространена в северо-западной части о. Сааремаа, где установлена на клифах Ундва, Суурику, Ниназе, Панга и Лийва. Во внешней зоне детритовой и в переходной фации распространяется ассоциация брахиопод, трилобитов и остракод. Реже в этой ассоциации встречаются кораллы (в частности, ругозы, местами весьма многочисленные).

В начале яаниского времени в окрестностях Охесааре и на Курземском полуострове распространялась ассоциация граптолитов.

## Яагарахуское время (рис. 85)

В истории Палеобалтийского бассейна яагарахуское время выделяется как период развивающейся новой, наиболее крупной регрессии, достигшей своего максимума в последующее, роотсикюлаское время. Примечательно, что такое значительное палеогеографическое событие в Палеобалтике совпало с переходом от венлока к лудлову.

В настоящее время не может быть полной уверенности в том, что нижняя граница яагарахуского горизонта во всех разрезах более или

менее синхронная. Скорее всего эта граница фациальная, в некоторой степени скользящая во времени. Последнее следует особенно учитывать при построении профилей вкрест простирания фаций, т. е. с севера на юг. Возможно, что яагарахуский горизонт является лишь фацией (свитой) яаниского горизонта. Но пока этот вопрос еще не решен, так же как и вопрос о границе венлока с лудловом.

По сравнению с яаниским временем мелководные, в частности прибрежные, фации в яагарахуское время значительно переместились на юг. Об этом свидетельствует восстановление карбонатной седиментации на большей части изученной территории и формирование обширной полосы (длиной свыше 400 км) прибрежных органогенных построек (Аалоэ, 1956 и др.), протягивающейся от Кайсма в материковой части Эстонии через Кирбла, Юугу, Ойу, Панга до Яагараху и продолжающейся на о. Готланд.

На продолжение регрессии указывает также формирование во второй половине яагарахуского времени лагунных доломитовых отложений.

Литологически отложения яагарахуского времени весьма разнообразные, что характерно для мелководья, особенно в пределах отмельной и детритовой фаций.

В развитии бассейна в течение яагарахуского времени довольно четко выделяются две стадии: ранне- и позднеяагарахуская.

Первая половина яагарахуского времени характеризуется образованием главным образом мелководных карбонатных отложений нормального моря с разнообразной фауной. На западе о. Сааремаа широко распространены зернистые и илисто-зернистые, в частности детритовые и биогермные известковые отложения (пангамягиские слои). Среди биоморфных преобладают коралловые и строматопоровые отложения (Яагараху). В виде прослоев небольшой мощности встречаются также остракодовые, онколитовые и другие известняки (см. гл. II). В детрите наибольшее значение имеют криноидеи и брахиоподы. В восточной части распространения раннеяагарахуских отложений развиты главным образом кесселайдские доломиты, почти лишенные детрита. Только в некоторых разновидностях этих доломитов встречается комплекс довольно многочисленных брахиопод (у Кергу и Михкли). А. Аалоэ (1956) рассматривает эти немые доломиты как доказательство наличия опресненной лагуны, возникшей в ходе регрессии за полосой биогермов. Лишь время от времени в эту лагуну попадали обыкновенные морские животные.

Во второй половине яагарахуского времени на всей северной части изучаемой территории все шире распространяются отложения прибрежных фаций, в начале — разные подвижноводные известковые отложения (маазиские слои), в конце — также лагунные доломитовые отложения (сельгазеская пачка). Последние отражают образование так называемой эвриптеровой фации и усиленный приток речных вод с северо-запада (Эйнасто, 1968). В чередовании отложений соседних фаций проявляется определенная цикличность, характерная для всей толщи первичных доломитов.

В районе Тори—Паатсалу—Мяла в терригенном материале отмечается повышенное содержание алеврита (~50%), а также неустойчивых тяжелых минералов, что, вероятно, связано с привносом материала реками с северо-востока.

Причиной прекращения развития органогенных построек, столь широко распространенных в первой половине яагарахуского времени, и резкого обеднения фауны в отложениях, на наш взгляд, является именно

некоторое опреснение этой прибрежной части бассейна во второй половине яагарахуского времени, обусловленное возрастающим влиянием притока пресных вод с северо-запада и северо-востока.

Вышеизложенное однозначно подтверждает усиливающееся обмеление северной окраины бассейна.

Южнее названных прибрежных отложений распространяются переслаивающиеся глинистые комковатые известняки и мергели. В верхней части горизонта в толщу этих отложений с севера вклиниваются прослои зернистых, преимущественно мелкодетритовых известняков.

К югу общее содержание терригенного материала увеличивается, и на Курземском полуострове главную роль играют уже однородные мергели и глины (содержание алеврита менее 20%). Значительные фациальные изменения, происходившие в северной мелководной части бассейна в течение яагарахуского времени, здесь почти не отражены.

Вторичная доломитизация яагарахуских пород в бóльшей части района выходов в значительной мере препятствует выявлению закономерностей в распространении фауны и истинных ее ассоциаций. По имеющимся данным все же намечаются следующие ассоциации, начиная с более прибрежных:

1. Эвриптеровая ассоциация в первичных доломитах верхней части горизонта (вероятно, к ним относятся и кесселайдские доломиты). С этой ассоциацией связано и первое известное появление в Эстонии телодонтов.

2. Рифовая ассоциация в строматопоровых биогермах в Яагараху с многочисленными кораллами, мшанками и онколитами.

3. Ассоциация криноидей, кораллов, брахиопод, остракод и других представителей фауны, населявшая илисто-зернистое дно умеренного мелководья в сторону моря от полосы органогенных построек.

4. Ассоциация брахиопод и остракод в глинистых известняках, обитавшая на илистых грунтах.

5. Ассоциация граптолитов в терригенно-карбонатных отложениях в Курземе. Бентос в последних практически отсутствовал.

Таким образом, в яагарахуских отложениях можно наблюдать почти полную гамму фаций и ассоциаций.

### Роотсикюлаское время (рис. 86)

Продолжавшаяся в роотсикюлаское время в условиях пологого мелководного побережья регрессия привела к образованию на севере Палеобалтики двух небольших заливов (Эйнасто, 1968). В зависимости от притока пресных вод, терригенного материала и условий сообщения с открытым морем в Каармаском заливе (назван по известному местонахождению каармаских доломитов (см. Einasto, 1967) образовался весьма разнообразный специфический комплекс отложений. Последние подробно описаны в главе «Литология» (в частности, в разделе «Первичные доломиты»).

В исследованном нами районе в пределах бывшего Каармаского залива литологический состав отложений изменяется зонально: в наиболее прибрежной части бассейна распространяются первичные доломиты и известняки, а в районе открытого моря — мергели.

Возможно, что между этими зонами в области современного Ирбенского залива существовали еще отложения переходной фации.

Ключом для понимания палеогеографической обстановки роотсикюлаского времени служат прежде всего эвриптеровые доломиты, обла-

дающие рядом специфических признаков (Эйнасто, 1968), которые дают представление о фациальной обстановке их образования. Для эвриптеровых доломитов характерна отчетливая микрослойчатость, иногда с внутрислоевой сортировкой материала, причем горизонтальные серии слойков чередуются с волнистыми и пологокосыми. Слойки быстро выклиниваются, и между сериями их часто наблюдаются поверхности размыва. Описанная текстура, по Л. Н. Ботвинкиной (1962), характерна для тонкозернистых отложений прибрежной зоны мелководья и слабых донных течений. Если учесть еще переслаивание эвриптеровых доломитов с чистозернистыми (оолитовыми, псаммитово-сгустковыми или биоморфно-детритовыми) известковыми отложениями, обнаруженные на разных стратиграфических уровнях и в нескольких местах трещины усыхания и знаки ряби, многочисленные четко выраженные поверхности перерыва и широкое распространение строматолитовых образований, то исключительная мелководность среды седиментации эвриптеровых доломитовых илов не вызывает сомнения.

Своеобразная ассоциация фауны, содержащая кроме эвриптерид лингулиды, остракодермы, телодонты, херманнины, редкие мшанки, тентакулиты, наутилоидеи, их относительная многочисленность и отсутствие стеногалинных нормальноморских групп говорит о ненормальных условиях среды. В то же время полное отсутствие минералов-индикаторов повышенной солености (гипс, флюорит и др.) указывает на опресненность воды Каармаского залива. С другой стороны, косвенным доказательством наличия речных притоков служит увеличение количества терригенного материала, его огрубление, разнообразие терригенных минералов и повышение содержания неустойчивых тяжелых минералов и корунда в северо-западном и, в меньшей мере, в северо-восточном направлении, т. е. в сторону континента.

Благодаря исключительной мелководности рассматриваемого залива уже небольшие колебания уровня моря привели к значительным фациальным изменениям: известковые отложения отмельной (в меньшей мере детритовой) фациальной зоны составляющие нижнюю часть седиментационных циклов, сменяются выше доломитовыми отложениями прибрежных лагун на всей территории северного структурно-фациального региона.

Перед началом и в конце наиболее четко выраженного цикла в середине роотсикюлаского времени (везикуские слои) весь Каармаский залив, видимо, превратился в одну крупную лагуну и площадь распространения эвриптеровых доломитов расширилась до северной части современного Курземского полуострова (скв. Колка).

В переслаивающихся известняках и доломитах встречается обедненная ассоциация нормальноморских групп фауны: брахиопод, реже кораллов, остракод, гастропод, мшанок и др. Только временами, особенно во время образования везикуских слоев, в области накопления названных отложений устанавливались условия, сходные с вышеописанными в прибрежной части бассейна.

В мергелях распространены сменяющие друг друга ассоциации остракод и граптолитов.

### Паадлаское время (рис. 87)

Паадлаское время ознаменовалось в рассматриваемой части бассейна новой, но кратковременной трансгрессией. Судя по отдельным буровым разрезам, а также по конфигурации фациальных зон, трансгрессия развивалась в основном в северо-восточном и восточном направ-

лениях, в то время как в районе северо-западной части современного о. Сааремаа изменения палеогеографической обстановки вплоть до охесаареского времени были, видимо, незначительными. В ходе трансгрессии область накопления доломитовых и чистых известковых илов заметно переместилась к северу, а между ней и областью накопления граптолитовых илов, сохранившей приблизительно прежние границы, образовалась широкая полоса глинистых и карбонатно-глинистых отложений.

После роотсикюлаского времени, охарактеризованного выдержанной небольшой мощностью отложений во всей изученной части бассейна, в паадлаское время, на месте современного Курземского полуострова происходило значительное погружение, о чем свидетельствует сосредоточение в этом районе наибольших мощностей отложений, в пять раз превышающих мощности северных разрезов.

Из сохранившихся отложений паадлаского времени наиболее прибрежный характер имеют первичные доломиты, широко распространенные в химмистеских слоях, и обломочно-сгустковые биогермные отложения отмельной фации (атлаская пачка), замещающиеся в сторону открытого моря различными илисто-детритовыми, илисто-биоморфными известняками преимущественно комковатой текстуры. Все эти отложения распространены в южной половине о. Сааремаа, на бо́льшей части п-ова Сырве и на ограниченной площади Курземского полуострова (окрестности мыса Колка). Поскольку информация об отложениях этой части бассейна, целиком расположенной севернее изопахиты 60 м, наиболее полная, то она рассматривается более подробно.

Отложения нижней трети паадлаского горизонта, соответствующие в северной части бассейна саувереским слоям, носят в общем трансгрессивный характер, за исключением самых нижних слоев горизонта, представленных эвриптеровыми доломитами (разрез скв. Кипи) или преимущественно доломитами каармаского типа. Оба этих типа отложений венчают регрессивный цикл, начавшийся уже в конце роотсикюлаского времени. Таким образом, граница между двумя смежными хроностратиграфическими подразделениями в данном случае явно не совпадает с границей седиментационных циклов.

Наиболее подвижноводные условия в начале паадлаского времени существовали в районе п-ова Сырве, о чем свидетельствует нижняя часть разреза скв. Каугатума, в значительной степени представленная грубодетритовыми и псаммитовыми разновидностями известняков, а также обилие поверхностей перерыва в основании горизонта в разрезе скв. Охесааре. В рассматриваемый отрезок времени в этой части бассейна преобладала брахиоподо-остракодовая ассоциация, одновременно с которой местами существовали эвриптеровая или специфическая ассоциация остракод и гастропод (доломиты каармаского типа в восточной части о. Сааремаа).

В середине паадлаского горизонта в северной части бассейна распространяются химмистеские отложения. В своем основании они существенно не отличаются от сауверескиx слоев, но имеют уже некоторые признаки, свидетельствующие о начале очередного обмеления бассейна, а именно появление в разрезе водорослевых и биогермных строматопорово-коралловых известняков. Районом распространения последних становится узкая полоса, протягивавшаяся с северо-запада (от Кихельконна на о. Сааремаа) на юго-восток. Для конца паадлаского времени в этой полосе развивались биогермы и биостромы, образовавшие, по-видимому, прерывистый барьер, который оказывал немалое влияние на распределение осадков в северной части паадлаского моря. Паадлаская

регрессия достигла максимума во второй половине времени образования химмистеских слоев, когда на всей площади рассматриваемой зоны за короткое время получили всеобщее распространение седиментационные доломиты (эвриптеровые или каармаского типа) со специфической ассоциацией членистоногих и бесчелюстных. Затем возобновилось накопление известковых илов. В вышеупомянутой узкой полосе снова стали развиваться биогермы, образовались псаммитовые или водорослевые известняки (катриская пачка). По сравнению с более ранними органогенными постройками паадлаского времени видовой и родовой состав рифостроителей значительно изменился — существенную роль стали играть ветвистые формы табулят, приспособленные к жизни в более тиховодных условиях.

Восточнее и южнее полосы рифов в позднепаадлаское время формировались мелкодетритовые, частично глинистые, известковые и доломитовые отложения (удувереская пачка). Для восточной части бассейна того времени особенно характерны доломиты каармаского типа, переслаивающиеся в разрезе с грубодетритовыми или биоморфными известняками. По заключению Р. Э. Эйнасто (1962), эти глинистые, равномерно мелкокристаллические микрослойчатые или тонкослойчатые доломиты являются седиментационными и образовались в сравнительно спокойных условиях. Последнее указывает на некоторую аналогию в образовании каармаских доломитов и кесселайдских доломитов яагарахуского времени: исходный материал тех и других, по-видимому, накоплялся в части водоема, располагавшейся за подвижноводной отмелой полосой с биогермами.

В позднепаадлаское время восточная часть северной окраины бассейна была населена двумя ассоциациями фауны, ареалы которых постоянно изменялись в зависимости от перемещения областей накопления известковых или доломитовых илов. Эти ассоциации следующие: нормальноморская брахиоподо-остракодо-гастроподовая, населявшая более подвижноводные участки морского дна и создавшая местами брахиоподовые банки, и сильно обедненная ассоциация остракод, меростомат и рыб, приуроченная к более прибрежным тиховодным районам доломитовой седиментации и повышенного приноса терригенного материала.

При переходе от северной к центральной части паадлаского бассейна наблюдается непрерывная смена мелководных фаций и ассоциаций более глубоководными. Переслаивающиеся в закономерной последовательности глинистые известняки и мергели, для которых характерна взаимозамена ассоциаций остракод и граптолитов, замещаются однородными мергелями с преобладающей ассоциацией граптолитов.

### Курессаареское и каугатумаское времена (рис. 88, 89)

Отложения курессаареского и каугатумаского времен развиты в Северной Прибалтике столь ограниченно, что позволяют наметить лишь некоторые самые общие черты фациальной зональности.

Продолжавшаяся регрессия привела к тому, что в рассматриваемое время вся северная часть Палеобалтийского бассейна представляла собой область известковой седиментации. Преобладали различные детритовые илы. Грубый детрит (главным образом криноидей, брахиопод, трилобитов), частота галек или конгломератовых прослоев говорят о значительной подвижности воды, особенно на месте южного побережья современного о. Сааремаа. О мелководности этого района свидетель-

ствуют и распространившиеся здесь заросли криноидей, а также обилие кораллов и строматопороидей.

По сравнению с паадласким временем область наибольшего погружения переместилась к юго-западу — на территорию современной Западной Литвы и в акваторию Балтийского моря. Однако это погружение местами, очевидно, компенсировалось интенсивным осадконакоплением, благодаря которому, например, Пилтенская площадь в течение всего курессаареского времени оставалась относительно мелководной, так как здесь происходило развитие строматопорово-коралловых биогермов. Неизмененный по сравнению с позднепаадласким временем систематический состав биогермостроителей позволяет предполагать, что к курессаарескому времени отмельная фация, располагавшаяся раньше на линии Кихельконна—Колка, также переместилась на юго-запад. Таким образом, в размещении фаций курессаареского времени наблюдается некоторая симметрия: между более мелководными районами (о. Сааремаа, западное побережье Курземского полуострова), где формировались известняки и глинистые известняки, располагается обширная площадь преимущественно глинисто-карбонатной седиментации. К началу каугатумаского времени эта симметрия исчезает, и среди сохранившихся отложений наблюдается последовательное замещение с востока на запад разных известняков и мергелей терригенно-карбонатными отложениями и затем переслаивающимися мергелями и глинами. С первыми двумя связана преобладающая ассоциация фауны того времени — ассоциация остракод, брахиопод и криноидей. В относительно более глубоководных мергелях и глинах криноидеи уже отсутствуют.

### Обобщенная характеристика фациальной зональности

Приведенный выше анализ распространения и специфики отложений, а также ископаемой фауны показал их закономерное взаимосвязанное изменение в пространстве и времени (см. также гл. II и III). В самом общем виде эти изменения отражаются в смене фаций от наиболее прибрежной к открытоморской и в их миграции от горизонта к горизонту. В последнем процессе отчетливо выявляется наиболее общая тенденция в развитии Палеобалтийского бассейна — развивающаяся регрессия моря, прерываемая более или менее продолжительными трансгрессиями.

Ввиду значительного постсилурийского размыва сохранившиеся фации отдельных горизонтов имеют различную полноту. Как правило, меньше всего сохранились прибрежные фации, поскольку они располагались на приподнятых бортах Балтийской синеклизы. Тем не менее можно легко установить, что в характере фациальных зон независимо от времени их образования имеется много общего. Благодаря этому для силурийских отложений эпиконтинентального Палеобалтийского бассейна можно считать типичной нижеследующую последовательность фаций (табл. 50).

Лагунная фация сохранилась в основном в роотсикюласком горизонте, а в виде отдельных языков — также в райккюласком, яагарахуском и паадласком горизонтах (на рис. 86 площадь фиолетового цвета). Но она, вероятно, была постоянно представлена в регрессивной фазе развития бассейна. Ввиду исключительной пологости побережья настоящие береговые конгломераты, очевидно, образовывались довольно редко.

Таблица 50

**Фации силурийских отложений Палеобалтийского бассейна**

| | Фациальные зоны в направлении от берега к открытому морю | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| | I | II | III | IV | V |
| Фация (в скобках условное название) | Прибрежно-тиховодная (лагунная) | Прибрежно-мелководная (отмельная) | Умеренно-мелководная (детритовая) | Удаленно-мелководная (переходная) | Открытоморская |
| Отложения | Первичные доломиты, илистые известковые отложения | Биогермные, биоморфные, зернистые карбонатные (редко терригенно-карбонатные) | Илисто-зернистые, в частности детритовые, карбонатные | Илистые терригенно-карбонатные | Илистые терригенные и терригенно-карбонатные |
| Основные составляющие ассоциаций ископаемых животных и растений | Лингулиды, эвриптериды, строматолиты | Водоросли, строматопоры, кораллы, брахиоподы, криноидеи | Брахиоподы, мшанки, гастроподы, кораллы, остракоды, трилобиты | Остракоды, брахиоподы, трилобиты | Граптолиты, лингулиды |
| Ассоциации брахиопод * | *Lingula* | *(Eocoelia) Pentamerus Linoporella* | *Stricklandia* | *Clorinda* | — |

* См. Ziegler, 1965; Рубель, 1970.

Этой фации свойственны:

1) преобладающий первично-доломитовый состав отложений, увеличение содержания и огрубление (не переходящее, однако, границу алеврита) терригенного материла в направлении берега;

2) характерные текстурные признаки — микрослойчатость, трещины усыхания и др.;

3) однородная илистая структура, плохая отсортированность, но хорошая окатанность зернистого материала;

4) слабо выраженные поверхности перерыва;

5) бедная, однообразная и специфическая фаунула (эвриптериды, бесчелюстные, лингулиды);

6) широкое распространение строматолитов (разных экологических типов) и других водорослевых образований;

7) многочисленность следов жизнедеятельности илоедов (норки, ходы зарывания), иногда полностью нарушивших седиментационные текстуры отложений.

Отмельная фация в том или ином виде развита во всех горизонтах. Подробные сведения о распространении и строении биогермов, банок, обломочных, оолитовых и других известняков, характерных для фации, приведены в описаниях отдельных горизонтов (гл. IV) и соответствующих типов пород (гл. II). В общем для этой фации характерны:

1) специфический набор отложений: биогермные и разнообразные зернистые, в частности биоморфные, обломочные и сгустковые известняки, всегда хорошо промытые; незначительное содержание терригенного материала;

2) мелкослоистое чередование разных отложений, резкие контакты между слоями; частые знаки ряби волнения и течения; сглаженность поверхностей перерыва;

3) большое разнообразие структур (от ракушечных до скрытокристаллических), причем роль зернистых структур уменьшается по мере удаления от берега; частая сортированность и окатанность зернистого материала;

4) наличие органогенных построек — биогермов, биостром, банок;

5) увеличение мощностей отложений в зоне биогермов;

6) многочисленность кораллов, строматопороидей, водорослей, криноидей, некоторых брахиопод и часто массовое скопление одного-двух видов;

7) редкие метабентонитовые прослои, следы жизнедеятельности организмов и др.

Детритовая фация, наиболее широко распространенная среди мелководных фаций, охватывает бóльшую часть области карбонатной седиментации бассейна и распространяется во всех горизонтах (на рис. 80—89 бóльшая часть площади желтого и отчасти зеленого цвета). Для нее характерны:

1) широкое распространение смешанных малосортированных илисто-зернистых, в частности детритовых известняков;

2) увеличение илистости и содержания терригенного материала в сторону моря;

3) частые маломощные прослои зернистых отложений и большое число поверхностей перерыва, морфологически сходных с таковыми в первой фациальной зоне;

4) ритмичное тонкослоистое чередование известняков и мергелей, полукомковатая и комковатая текстура;

5) наибольшее разнообразие фаунулы, представленной практически всеми группами — от строматопороидей до граптолитов и позвоночных, среди которых чаще других встречаются брахиоподы, мшанки, кораллы;

6) сравнительно частые ходы и норки зарывания илоедов.

Переходная фация, широко распространенная во всех горизонтах, является вместе с детритовой одной из основных фаций на исследованной территории (на рис. 80—89 площадь чередования синего и зеленого цвета и отчасти синего цвета без знака граптолитов). Характерные черты ее следующие:

1) широкое распространение глинистых известняков (часто комковатых) и мергелей;

2) обычно наибольшая мощность отложений;

3) малое разнообразие структур и текстур пород — преобладают илистые и зернисто-илистые структуры, детрит обычно крупный, а другие зернистые частицы не сортированы; текстура от комковатой до массивной;

4) немногочисленность постепенно затухающих в глубь бассейна поверхностей перерыва;

5) обилие остракод, трилобитов и специфических брахиопод, приспособленных к жизни на илистом грунте; почти полное отсутствие колониальных кораллов, строматопороидей, водорослей; распространение граптолитов спорадическое или отдельными прослоями.

Открытоморская фация распространена в средней части бассейна и на рассмотренную в данной работе территорию заходит только в виде отдельных языков (на рис. 80—89 площадь серого цвета). Она характеризуется:

1) монотонностью и горизонтальной выдержанностью отложений, в первую очередь аргиллитов и глинистых мергелей;

2) обычно значительно меньшей мощностью темных граптолитовых аргиллитов по сравнению с терригенно-карбонатными отложениями, в частности, переходной фации;

3) однотипностью фаунулы, состоящей почти только из граптолитов; из бентосной фауны встречаются лингулиды, характерны также пелагические головоногие, а в более карбонатных прослоях могут появляться и другие группы.

Границы рассмотренных фациальных зон, за редкими исключениями, представляют собой сравнительно широкие переходные полосы переслаивания смежных фаций. Величина переслаивания может быть весьма разной в зависимости от мощности слоев и ширины полосы, что затрудняло проведение на картах достаточно обоснованных точных границ фаций.

С другой стороны, вклинивание прослоев одной фации в толщу другой, связанное с повторным перемещением фаций, является вообще характерной чертой, указывающей на ритмичный характер осадконакопления.

Ритмичное строение толщи можно хорошо проследить и по распространению терригенного материала (см. гл. II, рис. 34—36).

Цикличность в развитии бассейна хорошо характеризует приведенная на рис. 28 (1) кривая, которая показывает, что большое в начале содержание терригенного материала сменяется первым его минимумом в райккюласком горизонте, затем наступает второй и наиболее сильный максимум в адавереском горизонте и в низах яниского горизонта. После этого содержание его постепенно уменьшается вплоть до второго минимума в роотсикюласком горизонте. Третий максимум (на более низком уровне) наблюдается в верхах паадлаского и в курессаареском

горизонтах, затем в каугатумаском и охесаареском горизонтах происходит постепенное уменьшение.

Несмотря на то, что описанная кривая составлена по одному разрезу (скв. Охесааре), она очень четко и сжато передает характер осадконакопления, а также общий цикличный ход развития бассейна. Сравнение ее с серией литолого-фациальных карт хорошо показывает, что минимальное содержание терригенного материала в отложениях совпадает с фазами наибольшей регрессии моря, а максимальное, наоборот, — с трансгрессивными фазами развития. При этом трансгрессивная фаза цикла всегда кратковременна и максимум достигается быстро, тогда как регрессия моря происходит сравнительно медленно.

Таким образом, в развитии Палеобалтийского бассейна можно выделить три крупных цикла:

а) раннесреднелландоверийский, б) позднелландоверийско-венлокский и в) лудловско-даунтонский.

Максимум силурийской трансгрессии, видимо, приходился на начало яаниского времени, т. е. на начало венлокского века. Интересно, что максимум этой трансгрессии совпадает со временем наибольшей интенсивности вулканической деятельности в Каледонской геосинклинали, о чем свидетельствуют прослои метабентонита в указанных отложениях.

Приведенные выше данные, а также постоянство некоторых фациальных границ (напр., северной границы открытоморской фации) и изменение других (напр., колебания южной окраины области карбонатонакопления), распределение мощностей (ход изопахит) говорят о том, что первопричиной развития бассейна были тектонические движения. Если в силуре расположение Палеобалтийского бассейна относительно экватора определило аридный тип осадконакопления, то характер тектонических движений определил глубину моря, интенсивность привноса терригенного материала и пресной воды, а также связанные с ними факторы, в том числе в известных пределах и состав фауны.

Выявление конкретных связей и соотношений между различными факторами развития бассейна обещает дать очень полезную информацию как для палеогеографии, так и для выяснения закономерностей размещения осадочных полезных ископаемых. Это и является задачей следующего этапа наших работ.

## ЛИТЕРАТУРА


Аалоэ А. О. 1956. Рифовая фация в яагарахуском горизонте силура Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, I.

Аалоэ А. О. 1958. Стратиграфия юруского ($G_I$) и тамсалуского ($G_{II}$) горизонтов силура Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.

Аалоэ А. О. 1960. Новое в стратиграфии силура Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.

Аалоэ А. О. 1961. Стратиграфия яаниского горизонта ($J_I$) силура Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, VI.

Аалоэ А. О. 1963. О стратиграфическом положении и условиях образования слоев с *Tremataspis mammillata*. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XIII.

Аалоэ А. О. 1965. Южный склон Балтийского щита (Северная Прибалтика, Эстония). В кн.: Стратиграфия СССР. Силурийская система. М., «Наука».

Аалоэ А. О., Кальо Д. Л. 1962. Краткий обзор разреза силурийских отложений в скважине Охесааре (о-в Сааремаа). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.

Аалоэ А. О., Кальо Д. Л., Соколов Б. С. 1961. Литолого-палеогеографические карты Русской платформы. Листы 10—13. В кн.: Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Ч. I. Поздний докембрий и палеозой. М-б 1 : 5 000 000. Ред. Б. С. Соколов. М.—Л., Госгеолиздат.

Аалоэ А. О., Марк Э. Ю., Мянниль Р. М., Мююрисепп К. К., Орвику К. К. 1958. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Ин-т геол. АН ЭССР. Таллин.

Абушик А. Ф. 1968. К корреляции силурийских отложений Подолии, Прибалтики и Готланда (данные изучения остракод). В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис».

Абушик А. Ф., Иванова В. А., Кочеткова Н. М., Мартынова Г. П., Нецкая А. И., Рождественская А. А. 1960. Новые палеозойские остракоды Русской и Сибирской платформ, Урала и Печорской гряды. В сб.: Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР, ч. 2. ВСЕГЕИ.

Астрова Г. Г. 1959. Силурийские мшанки Центральной и Западной Тувы. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 79.

Астрова Г. Г. 1960. Силурийские фистулипориды из северных районов РСФСР. Сборник трудов по геологии и палеонтологии. Сыктывкар.

Астрова Г. Г. 1964. Мшанки борщовского и чортковского горизонтов Подолии. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 98.

Астрова Г. Г. 1965. Морфология, история развития и система ордовикских и силурийских мшанок. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 104.

Балашов З. Г., Киселев Г. Н. 1968. Некоторые головоногие моллюски малиновецкого, скальского, борщовского и чортковского горизонтов Подолии. В сб.: Силурийско-девонская фауна Подолии. Изд. Ленингр. ун-та.

Бандалетов С. М., Борисяк М. А., Ковалевский О. П., Никитин И. Ф. 1965. Верхнеордовикские и нижнесилурийские отложения района горы Акдомбак в Чингизе. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 1.

Бандалетов С. М., Михайлова Н. Ф. 1968. Верхний силур и граница силура и девона в Казахстане. Реф. докл. III Междунар. симп. по границе силура и девона и страт. нижн. и средн. девона. Л.

Ботвинкина Л. Н. 1962. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59.

Ващурова Л. И. 1964. Мшанки из нижнедевонских отложений Заравшанского и Туркестанского хребтов. Тр. Упр. геол. и охр. недр при Совете Министров Тадж. ССР. Палеонтол. и страт., вып. 1.

Вингисаар П. А., Ораспыльд А. Л., Эйнасто Р. Э., Юртсенсон Э. А. 1965. Единая классификация и легенда карбонатных пород. Институт геологии АН ЭССР. Таллин.

Виноградов А. П. 1962. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7.
Вишняков С. Г. 1956. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 4.
Гайлите Л. 1964. К вопросу о биостратиграфическом расчленении верхнего силура Латвии. Изв. АН Латв. ССР, № 11 (208).
Гайлите Л. 1965. Стратиграфическая приуроченность остракод семейства Beyrichiidae в силурийских отложениях Латвии. Изв. АН Латв. ССР, № 2 (211).
Гайлите Л. 1966. Примитиопсиды позднего силура Латвии. Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии, сб. I (VI).
Гайлите Л., Рыбникова М., Ульст Р. 1964. О наличии лудловского яруса в Латвийском прогибе. Изв. АН Латв. ССР, № 5(202).
Гайлите Л. К., Рыбникова М. В., Ульст Р. Ж. 1967. Стратиграфия, фауна и условия образования силурийских пород Средней Прибалтики. Рига, «Зинатне».
Геккер Р. Ф. 1960. Ископаемая фация гладкого каменного морского дна. (К вопросу о типах каменного морского дна). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
Дрыгант Д. М. 1967. О находке конодонтов в силурийских отложениях Приднестровья. Палеонтол. сб., № 4.
Дрыгант Д. М. 1969. Стратиграфия и конодонты силурийских и нижнедевонских отложений Подолии. Автореферат диссертации. Львов.
Елтышева Р. С. 1968. Криноидеи скальского и борщовского горизонтов Подолии. В сб.: Силурийско-девонская фауна Подолии. Изд. Ленингр. ун-та.
Кала Э. А., Менс К. А., Ундритс Л. А. 1962. Стратиграфическая характеристика разреза скважины Пярну. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
Кальо Д. 1957. Codonophyllacea ордовика и лландовери Прибалтики. Ежегодн. О-ва естествоисп. при АН ЭССР, т. 50.
Кальо Д. Л. 1958. Некоторые новые и малоизвестные ругозы Прибалтики. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.
Кальо Д. Л. 1962. О границе лландовери и венлока в Прибалтике. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
Кальо Д. Л. 1965. Общие черты и некоторые палеозоогеографические особенности ругоз ордовика и силура СССР. В кн.: Ругозы палеозоя СССР. М., «Наука».
Кальо Д. Л. 1967. О возрасте нижних горизонтов силура Эстонии. Изв. АН ЭССР, Хим., Геол., т. 16, № 1.
Кальо Д. Л. 1968. Некоторые проблемы корреляции силура Прибалтики и других районов Европы. Докл. геологов СССР. Пробл. 9. XXIII сесс. Междунар. геол. конгр.
Кальо Д., Вингисаар П. 1969. О разрезе райккюлаского горизонта на южной окраине Эстонии. Изв. АН ЭССР, Хим., Геол., т. 18, № 3.
Кальо Д. Л., Клааманн Э. Р., Нестор Х. Э. 1970. Палеобиогеографический обзор ордовикских и силурийских кораллов и строматопороидей. В кн.: Закономерности распространения палеозойских кораллов СССР. М., «Наука».
Кальо Д. Л., Клааманн Э. Р., Сарв Л. И., Вийра В. Я. 1968. Морской даунтон Прибалтики. Реф. докл. III Междунар. симп. по границе силура и девона и страт. нижн. и средн. девона. Л., Изд. АН СССР, Мин. геол. СССР.
Кальо Д. Л., Нестор Х. Э. 1966. Этапность формирования фауны строматопороидей и ругоз лландовери Эстонии. Тр. VIII сессии Всес. палеонт. об-ва.
Кальо Д., Рейман В. М. 1958. Два новых вида рода *Calostylis* из нижнего силура Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II.
Кальо Д., Сарв Л. 1966. К корреляции верхнесилурийских отложений Прибалтики. Изв. АН ЭССР, сер. физ.-матем. и техн. наук, т. 15, № 2.
Каратаюте-Талимаа В. 1962. Описание остатков даунтонской ихтиофауны Литвы. Научн. сообщ. Ин-та геол. и геогр. АН Лит. ССР, XIV.
Каратаюте-Талимаа В. Н. 1964. Данные к стратиграфии нижнего девона южной Прибалтики. В кн.: Вопросы стратиграфии и палеогеографии девона Прибалтики. Вильнюс.
Каратаюте-Талимаа В. Н. 1968а. Смена ихтиофауны на границе силура и девона в Европе. Междунар. геол. конгр., XXIII сесс. Докл. сов. геол. Страт. нижн. палеозоя Центр. Европы. М., «Наука».
Каратаюте-Талимаа В. 1968б. Стратиграфическое положение и корреляция даунтонских отложений Прибалтики (миниякие и юраские слои). В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс.
Каяк К. Ф. 1962. К геологии Юго-Восточной Эстонии (по данным глубокого бурения). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
Клааманн Э. 1959. О фауне табулят юруского и тамсалуского горизонтов. Изв. АН ЭССР, сер. техн. и физ.-матем. наук, т. 8, № 4.

Клааманн Э. 1961. Табуляты и гелиолитиды венлока Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, VI.
Клааманн Э. Р. 1962а. Табуляты верхнего силура Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, IX.
Клааманн Э. 1962б. Распространение ордовикских и силурийских табулят Эстонии (с описанием некоторых новых видов). Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
Клааманн Э. Р. 1964. Позднеордовикские и раннесилурийские Favositida Эстонии. Таллин.
Клааманн Э. Р. 1965. Зональное расчленение ордовика и силура Прибалтики по табулятам. В сб.: Табулятоморфные кораллы ордовика и силура СССР. Тр. I Всесоюзного симпозиума по изучению ископаемых кораллов, вып. I. М., «Наука».
Клааманн Э. 1966. Инкоммуникатные табуляты Эстонии. Ин-т геол. АН ЭССР. Таллин.
Кырвел В., Кырвел Н. 1967. Литостратиграфия нижнелландоверийских отложений в Восточной Эстонии. Изв. АН ЭССР, Хим., Геол., т. 16, № 2.
Лященко Г. П. 1958. Силурийские тентакулиты Подолии и Прибалтики. Тр. ВНИГРИ, вып. 9.
Маслов В. П. 1959. Строматолиты и фации. Докл. АН СССР, т. 125, № 5.
Маслов В. П. 1960а. Копролиты и следы сверлящих организмов — их значение для литолога. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10.
Маслов В. П. 1960б. Строматолиты (их генезис, методы изучения, связь с фациями и геологическое значение на примере ордовика Сибирской платформы). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 41.
Машкова Т. В. 1968. Некоторые конодонты скальского и борщовского горизонтов Подолии. Междунар. геол. конгр., XXII сесс. 1968. Докл. сов. геол. Страт. нижн. палеозоя Центр. Европы. М., «Наука».
Муррей Дж. У. 1968. Нефтеносная карбонатная рифовая банка в верхнедевонской толще Суон-Хилс в районе Джуди-Крик, Альберта. В сб.: Геология и нефтеносность рифовых комплексов. М., «Мир».
Мянниль Р. М. 1958. Трилобиты Cheiruridae и Encrinuridae из Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.
Мянниль Р. М. 1962. Фаунистическая характеристика поркуниского горизонта. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
Мянниль Р. М. 1963. Биостратиграфическое обоснование расчленения ордовикских отложений Западной Латвии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XIII.
Мянниль Р. М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, «Валгус».
Мянниль Р. М. 1968. Стратиграфия и палеонтология. Геологическая изученность СССР, т. 50. Эстонская ССР. Период 1941—1960, вып. 1. Таллин, «Валгус».
Мянниль Р. П. 1968. *Encrinurus schmidti* sp. n. (Trilobita) из лландовери Эстонии. Изв. АН ЭССР, Хим., Геол., т. 17, № 3.
Нестор Х. Э. 1962. Ревизия строматопороидей, описанных Ф. Розеном в 1867 году. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, IX.
Нестор Х. Э., 1964. Строматопороидеи ордовика и лландовери Эстонии. Ин-т геол. АН ЭССР, Таллин.
Нестор Х. Э. 1966. Строматопороидеи венлока и лудлова Эстонии. Таллин, «Валгус».
Нестор Х. Э., Кала Э. А. 1968. Ревизия стратиграфии низов силура Северной Прибалтики. В сб.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис».
Нехорошев В. П. 1936. О роде *Loculipora* и некоторых других верхнесилурийских мшанках Карагандинского района Восточного Казахстана. Тр. ЦНИГРИ, вып. 61.
Нехорошев В. П. 1961. Ордовикские и силурийские мшанки Сибирской платформы. Отряд Cryptostromata. В кн.: Биостратиграфия палеозоя Сибирской платформы. Ордовик и силур, вып. 2. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 41.
Нецкая А. И. 1958. Новые виды и роды остракод ордовика и силура Северо-Запада Русской платформы. Микрофауна СССР, сб. 9. Тр. ВНИГРИ, вып. 115.
Нецкая А. И. 1966. Остракоды ордовика и силура СССР (семейства Schmidtellidae, Rectellidae, Longisculidae и некоторые новые виды других семейств). Тр. ВНИГРИ, вып. 251.
Никифорова О. И. 1968. Силурийская система и ее подразделение в СССР. Доклад по выполненным и опубликованным работам, представленным на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Автореферат диссертации. М.
Никифорова О. И., Обут А. М. 1965. Силурийская система. Стратиграфия СССР (обобщающие главы). М., «Недра».
Никифорова О. И., Предтеченский Н. Н., Абушик А. Ф. 1968. Разрез силура и девона Подолии в связи с проблемой границы этих систем в Европе.

Междунар. геол. конгр. XXIII сесс. Докл. сов. геол. Страт. нижн. палеозоя Центр. Европы. М., «Наука».
Новожилов Н. И. 1962. Отряд Eurypterida. Основы палеонтологии. Членистоногие-трахейные и хелицеровые. М., Изд-во АН СССР.
Обручев Д. В. 1958. К биостратиграфии ихтиофаун нижнего и среднего палеозоя СССР. Сов. геол., № 11.
Обручев Д. В. (ред.) 1964. Основы палеонтологии. Бесчелюстные, рыбы. М., «Наука».
Обручев Д. В., Каратаюте-Талимаа В. Н. 1968. Фауны позвоночных и корреляция лудловских и нижнедевонских отложений Восточной Европы. В сб.: Очерки по филогении и систематике ископаемых рыб и бесчелюстных. М., «Наука».
Обут А. М., Рыцк Ю. В. 1958. Дендроидеи ордовика и силура Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, III.
Обут А. М. 1960. Корреляция некоторых частей разреза ордовикских и силурийских отложений Эстонской ССР по граптолитам. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, V.
Пальмре Х. Г. 1960. Закономерности полиметаллического оруденения на территории Эстонской ССР. Докл. II Всес. сессии по закономерн. размещения полезн. ископ. и прогн. карт. Ч. II. Киев. Изд-во АН УССР.
Пальмре Х. Г. 1962. К литостратиграфии адавереского горизонта. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР. X.
Пашкевичюс И. Ю. 1963. Стратиграфическая ревизия силурийских карбонатных отложений Южной Прибалтики. В сб.: Вопросы геологии Литвы. Вильнюс.
Пашкевичюс И. Ю. 1968. Биостратиграфия и корреляция силурийских терригенных и карбонатных отложений Южной Прибалтики. В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис».
Пашкевичюс И. Ю., Каратаюте-Талимаа В. Н. 1968. Биостратиграфия и корреляция «надлудловских» (даунтонских) отложений Прибалтики. Реф. докл. III Междунар. симп. по границе силура и девона и страт. нижн. и средн. девона. Л.
Раукас А. 1964. Классификация обломочных пород по гранулометрическому составу. Ин-т геол. АН ЭССР. Таллин.
Рейман В. М. 1958. Новые ругозы из верхнеордовикских и лландоверийских отложений Прибалтики. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II.
Рубель М. П. 1962а. Брахиоподы Orthacea лландовери Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, IX.
Рубель М. П. 1962б. Новые виды брахиопод семейства Dalmanellidae из лландовери Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
Рубель М. П. 1963. Брахиоподы Orthida силура Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, XIII.
Рубель М. П. 1970. Брахиоподы Pentamerida и Spiriferida силура Эстонии. Ин-т геол. АН ЭССР. Таллин, «Валгус».
Рубель М., Модзалевская Т. 1967. Новые силурийские брахиоподы семейства Athyridae. Изв. АН ЭССР, Хим., Геол., т. 16, № 3.
Рухин Е. Б. 1961. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат.
Рымусокс А. К. 1960. Силурийская система. В кн.: Геология СССР, т. XXVIII. Эстонская ССР. М.
Рябинин В. Н. 1951. Строматопороидеи Эстонской ССР. (Силур и верхи ордовика). Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 43.
Саладжюс В. Ю. 1966. Фауна моллюсков силурийских отложений Южной Прибалтики. В кн.: Палеонтология и стратиграфия Прибалтики и Белоруссии, I/VI. Вильнюс, «Минтис».
Саладжюс В. Ю. 1968а. Моллюски миниякского и юраского горизонтов даунтонского яруса Южной Прибалтики и их стратиграфическое значение. В кн.: Матер. пятой конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, «Периодика».
Саладжюс В. Ю. 1968б. Стратиграфическое значение ордовикских и силурийских моллюсков в Южной Прибалтике. В кн.: Матер. пятой конф. геологов Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс, «Периодика».
Сарв Л. И. 1962. Остракоды поркуниского горизонта и лландовери Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, IX.
Сарв Л. И. 1968. Остракоды Craspedobolbinidae, Beyrichiidae и Primitiopsidae силура Эстонии. Ин-т геол. АН ЭССР. Таллин, «Валгус».
Синицина И. Н. 1968. Двустворчатые моллюски скальского, борщовского и чортковского горизонтов Подолии. В сб.: Силурийско-девонская фауна Подолии. Изд. Ленингр. ун-та.
Соколов Б. С. 1951. Табуляты палеозоя Европейской части СССР, ч. II. Силур Прибалтики (фавозитиды лландоверийского яруса). Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 52.

Соколов Б. С. 1952. Табуляты палеозоя Европейской части СССР, ч. III. Силур Прибалтики (фавозитиды венлокского и лудловского ярусов). Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 58.
Соколов Б. С. 1953. К истории стратиграфических и палеонтологических исследований в Прибалтике. (Работы акад. Ф. Б. Шмидта, 1858—1908). Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 78.
Соколов Б. С. 1955. Табуляты палеозоя Европейской части СССР. Введение. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 85.
Соколов Б. С., Александрова Е. П. 1952. Литолого-фациальные карты Русской платформы. М-б 1 : 3 000 000. М-во нефтяной пром. СССР, АН СССР. М.—Л.
Соколов Б. С., Поленова Е. Н. 1968. Граница силура и девона. В сб.: Биостратиграфия пограничных отложений силура и девона. М., «Наука».
Соколов Б. С., Тесаков Ю. И. 1963. Табуляты палеозоя Сибири. Табуляты ордовика и силура восточной части Сибири. М.—Л., Изд-во АН СССР.
Соловьев В. Ф. 1956. О некоторых карбонатных осадках Каспийского моря. В сб.: Современные осадки Каспийского моря.
Стрельников С. И. 1968. О некоторых систематических критериях в классификации ругоз. Ежегодн. Всес. Палеонт. об-ва, т. XVIII.
Сытова В. А. 1968. Тетракораллы скальского и борщовского горизонтов Подолии. В сб.: Силурийско-девонская фауна Подолии. Изд. Ленингр. ун-та.
Теодорович Г. И. 1941. К систематике карбонатных образований по структурным признакам. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
Теодорович Г. И. 1950. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. М.—Л., Изд-во АН СССР.
Ульст Р. Ж. 1968. Биостратиграфия и корреляция силура Средней Прибалтики. В кн.: Стратиграфия нижнего палеозоя Прибалтики и корреляция с другими регионами. Вильнюс, «Минтис».
Ушатинская Г. Т., Келлер Н. Б. 1966. Айнасуйский горизонт Северо-Восточного Прибалхашья. Вестн. Моск. ун-та, сер. геол., № 5.
Фейрбридж Р. В. 1968. Значение известняков и их Ca/Mo отношения для палеоклиматологии. В сб.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир».
Фролов В. Т. 1965. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований. Изд-во Моск. гос. ун-та.
Хворова И. В. 1958. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР.
Цегельнюк П. Д. 1969. Фауна брахиопод и биостратиграфическое расчленение ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений Приднепровья. Автореферат диссертации. Киев.
Чехович В. Д. 1965. Биостратиграфическое расчленение силура Приполярного Урала по табулятам. В сб.: Табулятоморфные кораллы ордовика и силура СССР. Тр. I Всесоюзного симпозиума по изучению ископаемых кораллов, вып. 1. М., «Наука».
Эйнасто Р. Э. 1962. Сопоставление основных разрезов каармаского горизонта. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, X.
Эйнасто Р. Э. 1964. К вопросу о классификации и формировании поверхностей перерыва. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Ин-т геол. АН ЭССР. Таллин.
Эйнасто Р. Э. 1968. Фациальные и палеогеографические условия образования эвриптеровых доломитов (силур Прибалтики). Междунар. геол. конгр., XXIII сесс. Докл. советских геологов, пробл. 8.
Юргенсон Э. А. 1958. О кремневых образованиях ордовикских и силурийских карбонатных пород. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, II.
Юргенсон Э. А. 1959. Доломиты райккюлаского горизонта нижнего силура Эстонской ССР. Изв. АН ЭССР, сер. техн. и физ.-матем. наук, т. 8, № 3.
Юргенсон Э. А. 1960. Размещение соединений железа в осадочных коренных породах Эстонской ССР. Ежегодн. Об-ва естествоиспыт. при АН ЭССР, т. 53.
Юргенсон Э. А. 1961. О вещественном составе карбонатных пород тамсалуского горизонта. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, VI.
Юргенсон Э. А. 1964. Силурийские метабентониты Эстонской ССР. В сб.: Литология палеозойских отложений Эстонии. Ин-т геол. АН ЭССР. Таллин.
Юргенсон Э. А. 1966. Литология лландоверийских отложений Эстонии. Ин-т геол АН ЭССР. Таллин.
Яворский В. И. 1929. Силурийские Stromatoporoidea. Изв. Геол. ком., т. 48, № 1.
Aaloe, A. 1958. Jaagarahu lademe pangad. Eesti Loodus, nr. 1.
Aldermann, A. R. 1965. Dolomitic sediments and their environment in the south-east of South Australia. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 29, No. 12.

Allen, J. R. L., Tarlo, L. B. 1963. The Downtonian and Dittonian facies of the Welsh Borderland. Geol. Mag., vol. 100, No. 2.
Amstutz, G. C. 1958. Coprolites: a rewiew of the literature and a study of specimens from Southern Washington. J. Sediment. Petrol., vol. 28, No. 4.
Bassler, R. S. 1906. The Bryozoan fauna of the Rochester shale. Bull. U. S. Geol. Surv., No. 292.
Bassler, R. S. 1911. The Early Paleozoic Bryozoa of Baltic Provinzces. Bull. U. S. Nat. Mus., vol. 77.
Bassler, R. S. 1923. Systematic paleontology of Silurian deposits. Bryozoa. Maryland Geol. Surv., vol. 8.
Bathurst, R. G. C. 1967. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. Geol. J. Liverpool and Manchester, vol. 5, pt. 1.
Beales, F. W. 1958. Ancient sediments of bahaman type. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 42.
Bekker, H. 1922. Ülevaade Eesti ordoviitsiumi ja siluuri kohta käivatest uurimustest. Loodus, nr. 3.
Bekker, H. 1925a. Lühike ülevaade Eesti geoloogiast. (Eozoiline ja paleozoiline ladekond). Tartu.
Bekker, H. 1925b. Carte Geologique. In: «Album Statistique». Bureau Centrale de Statistique de l'Estonie. Tallinn.
Berner, R. A. 1966. Chemical diagenesis of some modern carbonate sediments. Am. J. Sci., vol. 264, No. 1.
Bissell, H. I., Chilingar, G. V. 1967. Classification of sedimentary carbonate rocks. In: Carbonate rocks. Elsevier. Publ. Comp. Amsterdam, London, New York.
Boll, E. 1862. Die Beyrichien der norddeutschen silurischen Gerölle. Arch. Ver. Naturg. Mecklenburg, Nr. 7.
Borg, F. 1965. A comparative and phyletic study fossil and recent Bryozoa of the suborders Cyclostomata and Trepostomata. Arkiv. För Zool., Ser. 2, Bd. 17, No. 1.
Boucot, A. J. and Johnson, J. G. 1964. Brachiopods of the Ede Quartzite (Lower Llandovery) of Norderön, Jämtland. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, vol. 42.
Bruton, D. L. Silurian odontopleurid trilobites from Sweden, Estonia and Latvia. Palaeontology, vol. 10, pt. 2.
Buchwald, C. E. 1965. Primary origin of the Fiddlers Green Dolomite (Upper Silurian, New York). Compass Sigma Gamma Epsilon, vol. 42, No. 3.
Bölau, E. 1949. Über die Verbreitung der Ostrakodermen in der Kaarmastufe ($K_1$) von Saaremaa (Ösel). Apophoreta Tartuensis, Stockholm.
Cloud, P. E. 1962. Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 350-T.
Copeland, M. J. and Bolton, T. E. 1960. The Eurypterida of Canada. Geol. Surv., Canada, Bull. 60.
Denison, R. H. 1956. A review on the habitat of the earliest vertebrates. Fieldiana: Geology, vol. 11, No. 8.
Dybowski, W. 1873. Monographie der Zoantharia sclerodermata rugosa aus der Silurformation Estlands, Nord-Livlands und der Insel Gottland, nebst einer Synopsis aller palaezoischen Gattungen dieser Abtheilung und einer Synonymik der dazu gehörigen, bereits bekannten Arten. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- und Kurl., Ser. 1, Bd. 5.
Dybowski, W. 1877. Die Chaetetiden der ostbaltischen Silur-Formation. Diss. St.-Pétersb.
Eichwald, E. 1829. Zoologia Specialis. I. Vilna.
Eichwald, E. 1854. Die Grauwackenschichten von Liv- und Ehstland. Bull Soc. Nat. Moscou, t. 27, no. 1.
Eichwald, E. 1855—1860. Lethaea Rossica ou Paléontologie de la Russie, vol. 1. Ancienne periode. Stuttgart.
Einasto, R. 1961a. Geoloogi pilguga Kübassaares. Eesti Loodus, nr. 1.
Einasto, R. 1961b. Kaarma lademe piiridest ja paksusest uute puuraukude alusel. Geoloogilisi märkmeid II. Loodusuurijate Selts. Tartu.
Einasto, R. 1964. Kaarma eal valitsenud fatsiaalsetest tingimustest. Loodusuurijate Selts. VII Eesti Loodusuurijate Päeva ettekannete teesid. Tartu.
Einasto, R. 1965. Kivistunud virgmärgid Eiklas. Eesti Loodus, nr. 2.
Eisenack, A. 1954. Foraminiferen aus dem baltischen Silur.
Eisenack, A. 1963. Melanoskleriten aus anstehenden Sedimenten und aus Geschieben. Paläont. Zeitschr., Bd. 37, Nr. 1/2.
Eisenack, A. 1964. Mikrofossilien aus dem Silur Gotlands. Chitinozoen. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., Bd. 120, Nr. 3.
Elles, G. L., Wood, E. M. R. 1914. A monograph of British graptolites, pt. 10. Palaentogr. Soc., London.
Engelhardt, M. und Ulprecht, E. 1830. Bemerkungen über das geognostische Gemälde von Ehstland und Livland. Arch. Miner. (Karsten), Bd. 2.

Fahraeus, L. E. 1967. Upper Ludlovian deposits of Gotland defined by means of conodonts. Geol. Fören. Stockholm Förh., vol. 89, pt. 2.
Fairbridge, R. W. 1967. Carbonate rocks and paleoclimatology in the biochemical history of the planet. In: Carbonate rocks. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam, London, New York.
Fisher, D. W. 1957. Lithology, paleoecology and paleontology of the Vernon Shale (Late Silurian) in the type area. Bull. N. Y. State Mus. Sci. Service, vol. 364.
Fischer-Benson, R. 1871. Mikroskopische Untersuchungen über die Halysites Arten und einiger silurischen Gesteine. Abh. Naturwiss. Ver. Hamburg, Bd. 5.
Folk, R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 43, No. 1.
Folk, R. L. 1965. Recrystallization in ancient limestones. In: Dolomitization and limestone diagenesis. SEPM Spec. Publ., No. 13, Tulsa.
Friedman, G. M. 1964. Eearly diagenesis and lithification in carbonate sediment. J. Sedim. Petrol., vol. 34, No. 2.
Friedman, G. M., Sanders, J. E. 1967. Origin and occurrence of Dolostones. In: Carbonate rocks. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam, London, New York.
Ginsburg, R. N. 1956. Environmental relationships of grain size and constituent particles in some South Florida carbonate sediments. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 40, No. 10.
Gross, W. 1947. Die Agnathen und Acanthodier des obersilurischen Beyrichienkalks. Palaeontographica, Abt. A, Bd. 96.
Gross, W. 1950. Die paläontologische und stratigraphische Bedeutung der marinen alt paläozoischen Schichten. Abh. Dtsch. Akad. Wiss., Berlin, Math.-naturw. Kl., Jg. 1949, Nr. 1.
Gross, W. 1954. Zur Conodonten-Frage. Senck. leth., Bd. 35, Nr. 1/2.
Gross, W. 1967. Über Thelodontier-Schuppen. Palaeontographica, Abt. A, Bd. 127.
Gross, W. 1968a. Beobachtungen mit dem Elektronenraster-Auflichtmikroskop an den Siebplatten und dem Isopedin von Dartmuthia (Osteostraci). Paläont. Zeitschr., Bd. 42, Nr. 42, 1/2.
Gross, W. 1968b. Fragliche Actinoptorygier-Schuppen aus dem Silur Gotlands. Lethaia, vol. 1, No. 2.
Gross, W. 1968c. Die Agnathen-Fauna der Silurischen Halla-Schichten Gotlands. Geol. Fören. Stockholm Förh., vol. 90, pt. 3.
Gross, W. 1969. Lophosteus superbus Pander, ein Teleostome aus dem Silur Oesels. Lethaia, vol. 2, No. 1.
Hede, J. E. 1942. On the correlation of the Silurian of Gotland. Meddel. Lunds Geol.-Miner. Inst., No. 101.
Hede, J. E. 1960. The Silurian of Gotland. In: Guide to excursions Nos A 22 and C 17, Internat. Geol. Congr., XXI sess., Norden.
Hennig, A. 1906—1908. Gotlands silur Bryozoer. Arkiv. för Zool., Bd. 3, No. 10; Bd. 4, No. 21.
Holland, C. H., Lawson, J. D., Walmsley, V. G. 1963. The Silurian rocks of the Ludlow district, Shropshire. Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., vol. 8, No. 3.
Holm, G. 1898. Über die Organisation des Eurypterus Fischeri Eichw. Mém. Acad. Sci. St.-Pétersb., ser. 8, t. 8, no. 2.
Hoppe, K. 1931. Die Coelolepiden und Acanthodier des Obersilurs der Insel Ösel. Palaeontographica, Bd. 76.
Hoppe, K. 1933. Phlebolepis elegans Pander aus dem Obersilur von Ösel. ZBI. Miner. Abt. B, Nr. 2., Jg. 1933.
Illing, L. V. 1954. Bahamian calcareous sands. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., vol. 38, No. 1.
Jaanusson, V. 1956. Untersuchungen über den oberordovizischen Lyckholm-Stufenkomplex in Estland. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol. 36.
Jaeger, H. 1965. Symposiums-Band der 2. Internationalen Arbeitstagung über die Silur/Devon-Grenze und die Stratigraphie von Silur und Deyon. Bonn-Bruxelles, 1960. Geologie, Bd. 14, H. 3.
Jeppsson, L. 1969. Notes on some upper Silurian multielement conodonts. Geol. Fören. Stockholm Förh., vol. 91, pt. 1.
Jones, T. R. 1855. Notes on Palaeozoic bivalved Entomostraca. No 1. Some species of Beyrichia from the Upper Silurian limestones of Scandinavia. Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 2, vol. 16.
Jürgenson, E. 1960. Konglomeraatse lubjakivi vahekihid raikküla lademes. Eesti Loodus, nr. 1.
Jürgenson, E. 1961. Raikküla lademe karbonaatsete kivimite tekstuurid ja struktuurid settimistingimuste kajastajatena. Geoloogiline kogumik. ENSV TA Looduseuurijate Selts. Tartu.
Jürgenson, E. 1962. Muguljad tekstuurid Eesti NSV aluspõhja lubjakivides. Geoloogilised märkmed 2. ENSV TA Looduseuurijate Selts. Tallinn.

Kaljo, D. 1961. Eesti NSV ordoviitsiumi ja ländoveri rugooside stratigraafilisest tähtsusest. Geoloogiline kogumik. Tallinn.
Kaljo, D., Viira, V. 1968. Note on the age of the Ohesaare Stage of Estonia. A reply to L. E. Fåhraeus. Eesti NSV TA Toimetised, vol. 17, No. 4.
Kiesow, J. 1892. Beitrag zur Kenntnis der in westpreussischen Silurgeschieben gefundenen Ostracoden. Jb. Preuss. Geol. Landesanst. u. Bergakad. zu Berlin, 1889.
Kjelleswig-Waering, E. N. 1958. The genera species and subspecies of the familiy Eurypteridae Burmeister, 1845, J. Paleont., vol. 32, No. 6.
Kjelleswig-Waering, E. N. 1964. A synopsis of the family Pterygotidae Clarke and Ruedemann, 1912 (Eurypterida). J. Paleont., vol. 38, No. 2.
Klaamann, E. 1958. Uue fossiilse ussi leiust Eesti aluspõhjast. Eesti Loodus, nr. 5.
Klaamann, E. 1961. Paadla lademe geoloogiast avamusalal. Looduseuurijate Seltsi aastaraamat, kd. 53.
Klaamann, E. 1962. Paadla lademe riffmoodustistest. Eesti Loodus, nr. 1.
Kolmodin, L. 1869. Bidrag till kännedomen om Sveriges siluriska ostracoder. Uppsala.
Kolmodin, L. 1879. Ostracoda Silurica Gotlandiae enumerat. Öfvers. K. Vet. Akad. Förh., Årg. 36, Nr. 9.
Krause, A. 1877. Die Fauna der sogen. Beyrichien- oder Choneten-Kalke des norddeutschen Diluviums. Zeitschr. Dtsch. geol. Ges., Bd. 29.
Krause, A. 1891. Beitrag zur Kenntnis der Ostracodenfauna in silurischen Diluvialgeschieben. Zeitschr. Dtsch. geol. Ges., Bd. 43.
Krause, A. 1896. Ueber die Ostrakodenfauna eines holländischen Silurgeschiebes. Zeitschr. Dtsch. geol. Ges., Bd. 48.
Lindström, G. 1884. On the Silurian Gastropoda and Pteropoda of Gotland. K. Svenska Vet. Akad. Handl., Bd. 19, Nr. 6.
Lindström, M. 1964. Conodonts. Elsevier Publ. Comp. Amsterdam, London, New York.
Luha, A. 1930. Über Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen im Gebiete der Saaremaa-(Öesel-)-Schichten in Eesti (Unterösel und Eurypterusschichten). Acta Univ. Tartu, A 18, No. 6.
Luha, A. 1933. Eesti. Geoloogiline koostis. Eesti Entsüklopeedia. Tartu.
Luha, A. 1946. Eesti NSV maavarad. RK Teaduslik Kirjandus, Tartu.
Marc, R., Jung, H. 1927. Die physikalische Chemie in ihrer Anwendung auf Probleme der Mineralogie, Petrographie und Geologie. Berlin.
Mark-Kurik, E. 1969. Distribution of vertebrates on the Silurian of Estonia. Lethaia, vol. 2, No. 2.
Mark-Kurik, E., Noppel, T. 1970. Additional notes on distribution of vertebrates in the Silurian of Estonia. Eesti NSV TA Toimetised, Keemia, Geoloogia, vol. 19, No. 2.
Martinsson, A. 1962. Ostracodes of the Family Beyrichiidae from the Silurian of Gotland. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, vol. 41.
Martinsson, A. 1963. Kloedenia and related ostracode genera in the Silurian and Devonian of the Baltic Area and Britain. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, vol. 42.
Martinsson, A. 1966. Beyrichiacean ostracodes associated with the earliest Silurian vertebrates from Gotland. Geol. Fören. Stockholm Förh., vol. 88, pt. 3, No. 526.
Martinsson, A. 1967. The succession and correlation of Ostracode faunas in the Silurian of Gotland. Geol. Fören. Stockholm Förh., vol. 89.
Martna, J. 1957. Notes on the Upper Ordovician and Lower Silurian of the Tapa district, Estonia. Geol. Fören. Stockholm. Förh., vol. 79, pt. 1.
Monaghan, P. H., Lytle, M. L. 1956. The origin of calcareous ooliths. J. Sedim. Petrol., vol. 26, No. 2.
Moore, R. C. (edit.) 1965. Treatise on invertebrate paleontology. Part H. Brachiopoda, vol. 1,2. Geol. Soc. Am. and Univ. Kansas Press.
Mori, K. 1968. Stromatoporoids from the Silurian of Gotland. Stockh. Contr. Geol., vol. 19.
Murchison, R. I., Verneuil, E. Keyserling, A. 1845. Géologie de la Russie d'Europe et des Montagnes de l'Oural, vol. II. Paléontologie. London—Paris.
Mõls, E. 1940. Kvartsikristallid Vodja murrus. Eesti Loodus, kd. 7, nr. 4/5.
Newell, N. D., Purdy, E. D., Imbrie, J. 1960. Bachamian oölitic sand. J. Geol., vol. 68, No. 5.
Newell, N. D., Rigby, J. K. 1957. Geological studies on the Great Bahama Banck In: Regional aspects of carbonate deposition, Soc. Econom. Paleont. Miner., Spec. Publ., No. 5.
Nicholson, H. A. 1886a—1891. On some new or imperfectly described species of Stromatoporoids, I—II. Ann. Mag. Nat. Hist., ser. 5, vol. 15—18, 19; ser. 6. vol. 7.
Nicholson, H. A. 1886b—1892. A monograph of the British stromatoporoids. Paleont. Soc., London, vol. 39, 1886b; vol. 42, 1889; vol. 44, 1891b; vol. 46, 1892.

Nieszkowski, J. 1859a. Der Eurypterus remipes aus den obersilurischen Schichten der Insel Oesel. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., Ser. 1, Bd. 2, Lf. 2.
Nieszkowski, J. 1859b. Zusätze zur Monographie der Trilobiten der Ostseeprovinzen, nebst der Beschreibung einiger neuen obersilurischen Crustaceen. Arch. Naturk. Liv-, Ehst.- u. Kurl., Ser. 1, Bd. 2, Lf. 2.
Obruchev, D., Karatajūtė-Talimaa, V. 1967. Vertebrate faunas and correlation of the Lundlovian-Lower Devonian in eastern Europe. J. Linn. Soc. (Zool.), vol. 47, No. 311.
Orviku, K. 1935. Viljandimaa aluspõhi ja pinnakate. Tartu Ülik. Geol. Inst. toim., nr. 47.
Owen, D. E. 1962. Ludlovian Bryozoa from the Ludlow district. Palaeontology, vol. 5, pt. 2.
Pander, Ch. H. 1856. Monographie der fossilen Fische des Silurischen Systems der Russisch-Baltischen Gouvernements. St.-Pétersb.
Patten, W. 1931. New Ostracoderms from Oesel. Science, vol. 73.
Perry, T. G. and Hattin, D. E. 1960. Osgood (Niagaran) Bryozoan from the type area. J. Paleont., vol. 34, No. 4.
Pilkey, O. H., Noble, D. 1966. Carbonate and clay mineralogy of the Persian Gulf. Deep-Sea Research, vol. 13, No. 1.
Přibyl, A., Vanek, J. 1968. Biostratigraphische Studie über die Fauna des Budnaniums bis Pragiums im Hinblick auf die Grenze zwischen Silur und Devon im Barrandium und in den übrigen europäischen Gebieten. N. Jb. Geol. Paläont. Monatsh., Nr. 7.
Purdy, E. G. 1963. Recent calicum carbonate facies of the Great Bahama Bank. J. Geol., vol. 71, No. 3, 4.
Reuter, G. 1885. Die Beyrichien der obersilurischen Diluvialgeschiebe Ostpreussens. Zeitschr. Dtsch. geol. Ges., Bd. 37.
Rickards, R. B., 1969. Wenlock graptolite Zones in the English Lake District. Proc. Geol. Soc. London, No. 1654.
Robertson, G. M. 1935a. Oeselaspis, a new Genus of Ostracoderm. Am. J. Sci., vol. 29.
Robertson, G. M. 1935b. The Ostracoderm Genus Darthmuthia Patten, Am. J. Sci., vol. 29.
Robertson, G. M. 1935c. The Ostracoderm Order Osteostraci. Science, vol. 82, No. 2125.
Robertson, G. M. 1939. The status of *Cephalaspis schrenckii* Pander from the Upper Silurian of Oesel. J. Geol., vol. 47, No. 6.
Robertson, G. M. 1945a. Cephalaspids from the Upper Silurian of Oesel, with a discussion of Cephalaspid genera. Am. J. Sci., vol. 243.
Robertson, G. M. 1945b. Saarolepis, new name for Anaspis Robertson, 1941 J. Paleont., vol. 19.
Rohon, J. 1892—1893. Die obersilurische Fische von Oesel. Mém. Acad. Sci. St. Pétersb., sér. 7, T. 1: t. 38, 1892, no. 13; T. 2: t. 41, 1893, no. 5.
Rosen, F. 1867. Ueber die Natur der Stromatoporen und über die Erhaltung der Hornfaser der Spongien im fossilen Zustande. Verh. Russ. miner. Ges., Ser, 2, Bd. 4.
Rosenstein, E. 1938. Borealis-lubjakivid Tamsalu-Rakke vahelises lubjatööstusrajoonis. Eesti Loodus, kd. 6, nr. 4.
Rosenstein, E. 1939. Adavere lademest (silur) Lääne-Eestis. Eesti Loodus, kd. 7, nr. 4/5.
Rosenstein, E. 1940a. Raikküla lade Tamsalu—Paide vahelisel alal. Eesti Loodus, kd. 8, nr. 2.
Rosenstein, E. 1940b. Andmeid Juuru lademe kohta. Eesti Loodus, kd. 8, nr. 4/5.
Rosenstein, E. 1941. Die Encrinurus-Arten des estländischen Silurs. Loodusuurijate Seltsi aruanded, kd. 47, nr. 1/2.
Rosenstein, E. 1943. Unregelmässigkeiten in Einfallen der untersilurischen Schichten Estlands im westlichen Teil der Pandiverschen Erhebung. Loodusuurijate Seltsi aruanded, kd. 47, nr. 3/4.
Ross, J. P. 1960. Restudy of Types of seven Ordovician Bifoliate Bryozoa. Palaeontology, vol. 3, pt. 1.
Ross, J. 1961. Larger Cryptostome Bryozoa of the Ordovician and Silurian, Anticosti Island, Canada, pt. II. J. Paleont., vol. 35, No. 2.
Rubel, M. 1970. On the distribution of brachiopods in the lowermost Llandovery of Estonia. ENSV TA Toimetised, Keemia, Geoloogia, vol. 19, No. 1.
Shaw, R. W. L. 1969. Beyrichiacean ostracodes from the Downtonian of Shropshire. Geol. Fören. Stockholm Förh., vol. 91, pt. 1.
Schmidt, F. 1858. Untersuchungen über die silurische Formation von Ehstland, Nord-Livland und Oesel. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., Ser. 1, Bd. 2, Lf. 1.

Schmidt, F. 1866. Ueber Thyestes verrucosus Eichw. und Cephalaspis Schrenckii Pand., nebst einer Einleitung über das Vorkommen Silurischer Fischreste auf der Insel Oesel. Verh. Russ. Min. Ges., Ser. 2, Bd. 1.
Schmidt, F. 1873. Über die russischen silurischen Leperditien mit Hinzuziehung einiger Arten aus den Nachbarländern. Mém. Acad. Sci. St.-Pétersb., sér. 7, t. 21, no. 2.
Schmidt, F. 1881. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht des ostbaltischen Silurgebiets. Abt. 1. Mém. Acad. Sci. St.-Pétersb. sér. 7, t. 30, no. 1.
Schmidt, F. 1883. Nachtrag zur Monographie der russischen silurischen Leperditien. Die Crustaceenfauna der Eurypterusschichten von Rootziküll auf Oesel. Mém. Acad. Sci. St.-Pétersb., sér. 7., t. 31, no. 5.
Schmidt, F. 1891. Einige Bemerkungen über das baltische Obersilur in Veranlassung der Arbeit des Prof. W. Dames über die Schichtenfolge der Silurbildungen Gotlands. Bull. Acad. Sci. St.-Pétersb., t. 34.
Schmidt, F. 1894a. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten, Abt. 4. Mém Acad. Sci. St.-Pétersb., sér. 7, t. 42, no. 5.
Schmidt, F. 1894b. Über Cephalaspis (Thyestes) Schrencki Pand. aus dem Obersilur von Rotziküll auf Oesel. Mélanges géol. et paléont, tirés. Bull. Acad. Sci. St.-Pétersb., t. 16.
Schmidt, F. 1904. Über die neue Merostomenform Stylonurus (?) Simonsoni aus dem Obersilur von Rotziküll auf Oesel. Bull. Acad. Sci. St.-Pétersb., t. 20, no. 3.
Schmidt, F. 1907. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abt. 6. Allgemeine Übersicht mit Nachträgen und Verbesserungen. Mém. Acad Sci. St.-Pétersb., sér. 8, t. 20, no. 8.
Schrenk, A. 1854. Uebersicht des oberen silurischen Schichtensystems Liv- und Ehstlands, vornämlich ihrer Inselgruppe. Arch. Naturk. Liv-, Ehst- u. Kurl., Ser. 1, Bd. 1.
Scupin, H. 1928. Algonkium, Paläozoicum und Mesozoicum. In: Ostbalticum. T. 1. Die Kriegsschauplätze 1914—1918 geologisch dargestellt, H. 9. Berlin.
Spjeldnaes, N. 1950. On some vertebrate fossils from Gotland with some comments on the stratigraphy. Ark. Min. Geol., Bd. 1, No. 8. Stockholm.
Squirell, H. C. 1958. New occurrences of fish remains in the Silurian of the Welsh Borderland, Geol. Mag., vol. 95, No. 4.
St. Joseph, J. K. S. 1938. The Pentameracea of the Oslo region. Norsk. Geol. Tidsskr., vol. 17, h. 4.
Störmer, L. 1934. A new Eurypterid from the Saaremaa-(Oesel-)beds in Estonia. Loodusuurijate Seltsi aruanded, kd. 40.
Teichert, C. 1928. Stratigraphische und paläontologische Untersuchungen im unteren Gotlandium (Tamsal-Stufe) des westlichen Estland und der Insel Dagö. Neues Jb. Miner., Geol., Paläont., Abt. B, Bd. 60.
Toghill, P. 1968. The graptolite assemblages and zones of the Birkhill Shale (Lower Silurian) at Dobb's Linn. Palaeontology, vol. 11, pt. 5.
Tomczyk, H. 1962. Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce swietle ostatnich badan. Inst. geol., Prace, t. 35.
Twenhofel, W. H. 1916. The Silurian and high Ordovician Strata of Estonia, Russia and their faunas. Bull. Mus. Comp. Zool. Harward College, vol. 56, No. 4.
Ulrich, E. O., Bassler, R. S. 1913. Systematic Paleontology of the Lower Devonian Deposits of Maryland. Bryozoa. Maryland Geol. Surv., vol. 5.
Vogt, Th. 1927. Sulitelmafeltets Geologi og petrografi. Norges Geol. Underskelse, No. 121.
Walliser, O. H. 1964. Conodonten des Silurs. Abh. Hess. Landesamt. Bodenforsch., Bd. 41.
Warren, P. T., Rickards, R. B., Holland, C. H. 1966. Pristiograptus ludensis (Murchison 1839) — its synonymy and allied species — and the Position of the Wenlock/Ludlow boundary in the Silurian graptolite sequence. Geol. Mag., vol. 103, No. 5.
Weissermel, W. 1894. Die Korallen der Silurgeschiebe Ostpreussens und des Östlichen Westpreussens. Zeitschr. Dtsch. geol. Ges., Bd. 46.
Wells, A. J. 1962. Recent dolomite in the Persian Gulf. Nature, vol. 194, No. 4825.
Wills, L. J. 1963. Cyprilepas holmi Wills, 1962, a pedunculate cirripede from the Upper Silurian of Oesel, Esthonia. Palaeontology, vol. 6, No. 1.
Witwicka, E. 1967. Ostracods of the Upper Silurian in Poland. Kwart. geol., t. 1.
Öpik, A., Laasi, A. 1938. Läänemaa geoloogia. Eesti. 7. Läänemaa. Tartu.
Zagora, K. 1969. Über Tentaculites scalaris Schlotheim. Geologie, Jg. 18, H. 2.
Ziegler, A. M. 1965. Silurian marine communites and their environmental significance. Nature, vol. 207, No. 4994.
Ziegler, A. M., Cocks, L. R. M., Bambach, R. K. 1963. The composition and structure of Lower Silurian marine communities. Lethaia, vol. 1, No. 1.

## EESTI SILUR

*Resümee*

Käesolev koguteos on grupi uurijate pikemaajalise töö kokkuvõtteks Eesti siluri stratigraafia, litoloogia ja fauna, osalt ka paleogeograafia alal. Mõningaid üksiktulemusi on detailsemalt käsitletud mitmes varem ilmunud monograafias (Клааманн, 1964, 1966; Нестор, 1964, 1966; Сарв 1968; Рубель 1970; Юргенсон, 1966) ja paljudes artiklites (vt. kirjanduse loetelu).

Litoloogiat käsitlevas peatükis antakse uuritud kivimite klassifikatsioon, mis põhineb nende primaarsetel, tekkele viitavatel tunnustel. Põhirühmadena eraldatakse terrigeensed, terrigeen-karbonaatsed ja karbonaatsed kivimid; viimase kui kõige ulatuslikumalt esindatud rühma piires eraldatakse omakorda teralised, mudalis-teralised, mudalised ja biohermsed lubjakivid ning primaarsed dolomiidid. Näidatakse, et kivimilise koostise, eriti terrigeense komponendi sisalduse muutumise järgi jaotub Eesti siluri läbilõige kolmeks — alam- ja keskländouveri, ülemländouveri-uenloki ning ladlou-dauntoni suurtsükliks.

Fossiilse fauna koosseisus on kindlaks tehtud üle 1000 liigi. Kõige rohkem on tabulaate, ostrakoode ja brahhiopoode, vähem graptoliite, trilobiite, sammalloomi, rugoose, stromatopoore, molluskeid ja selgroogseid. Harva esinevad eurüpteriidid, rõngussid, okasnahksed jt.

Fossiilide leviku uurimisest saadava stratigraafilise informatsiooni täpsus ja kasutatavus sõltub arvukusest ja fatsiaalsest (ökoloogilisest) iseloomust.

Monograafias kasutatud stratigraafiline skeem (tabel 24) on oma laadilt kombineeritud lito-biostratigraafiline, mille suurühikute piirid põhinevad korrelatsioonil (joon. 53).

Eraldatakse välja kümme ladet, mis jagunevad ländouveri, uenloki, ladlou ja dauntoni ladejärgu vahel. Enamik lademeist on jaotatud kihtideks ja kihistikeks.

Kivimitüüpide ja fossiilse fauna ruumilise leviku muutuste alusel (joon. 80—89) tõstetakse siluri basseini uuritud osas esile viis üksteist avamere suunas asendavat faatsiest: laguuni-, madaliku-, detriidi-, ülemineku- ja avamerefaatsies.

## THE SILURIAN OF ESTONIA

*Summary*

The present work generalizes the materials collected during a long period by a group of research workers (see Contents) on the stratigraphy, lithology, fauna and partially also on the palaeogeography of the Estonian Silurian. Some of these problems were treated in greater detail already in a number of monographs (Клааманн, 1964, 1966; Нестор, 1964, 1960, Сарв, 1968; Рубель, 1970; Юрэнсон, 1966) and articles (see References).

The area studied (the part delineated in Fig.1) is situated on the southern slope of the Baltic shield and in the region of its transition into the Baltic syneclise. At the end of Llandoverian, the South-Estonian depression was formed; in the Wenlockian, the greatest sinking was effected in the Irben depression, whereas in the Ludlovian and Downtonian the Polish-Lithuanian depression was subjected to the greatest sinking.

Fig. 2 shows the sites and numeration of the boreholes which are referred to throughout the present work. Fig. 3 represents a "key" to the stratigraphic terms and corresponding indices.

### I Outline of the history of studies of the Estonian Silurian

We may divide the history of those studies into four periods: 1. 1825—1857 — the first researches (Schrenk, Eichwald, and others); 2. 1858—1916 — the creation of the stratigraphic scheme and the first palaeontological monographs (Schmidt, Dybowski, Rohon, and others); 3. 1917—1943 — detailed researches into the local stratigraphy and monographic studies of vertebrates (Luha, Rosenstein, Hoppe, Robertson, and others); 4. from 1944 onwards — supplementation of the stratigraphic scheme on the basis of borings, and extensive researches into invertebrates (Sokolov, the authors of the present work, and others). Reference to the work of previous investigators has also been made in connection with the treatment of faunistic groups and stratigraphic stages.

### II Lithology

**Classification of rocks.** The Silurian is represented in Estonia by carbonate and terrigenous-carbonate rocks, the main part of which is composed of limestones and marls of a great structural and textural variety, containing an abundance of fossils. The primary dolomites are of a restricted distribution, but secondary dolomitization is very widespread. At the classification, only the primary characters have been considered and, above all, the quantitative relations of the constituents of the sediments, analogically to the classifications by Folk (1959) and Bissel, Chilingar (1967).

In the Silurian of Estonia, the following structural components of a different genetic origin enact the part of rockforming factors: 1. crypto- to microcrystalline calcium carbonate (lime-mud), 2. crypto- to microcrystalline dolomite (dolomite mud), 3. fine-grained and pelitic terrigenous material, 4. skeletons of organisms and their crushed fragments (detrite), 5. lime pellets, 6. oölites, 7. interclasts of earlier carbonate

rocks and partially hardened sediments. Those components occur in rocks as mixtures of different proportions, which form a great variety of continuously interrelated rock types.

The content of the terrigenous material, which reflects the general facial character of the sediments (see Chapt. V), has been taken as the basis for the bigger subdivisions of the classification (the principal subdivisions of classification see on p. 17).

The major classificational subdivisions of limestones are based on the ratio of the grain and mud components reflecting the hydrodynamical conditions of the sedimentational environment. The grain components inculde all sedimentary particles of whatever genesis, of a grain size exceeding 0.05 mm. All the finer sedimentary particles are considered as mud components. The three first above-listed structural components form the muddy part of the sediment, and the four last ones — the grainy part. According to the ratio of the mud and grain components in the sediment, we differentiate three groups of limestones: 1. grained ones — the grain component predominates, the mud component may be altogether missing (e. g., when the free space in the pores is filled with sparry calcite cement); 2. muddy-grained limestones, with a continuous occurrence of both basic components, the content of the grained one fluctuating within the limits of 25 to 50 per cent; 3. muddy limestones, in which the grained component is either missing or inconsiderable (less than 25 per cent).

The subdivision of those groups into rock types has been effected on the basis of the predominant component.

The biohermal limestones occur in an association with the grained limestones, first and foremost, but, owing to their specific genesis, they occupy a relatively independent place in the classification.

The secondary dolomites are attributed to corresponding limestones according to relict structures occurring in them.

The primary dolomites are characterized by a relatively great content of the terrigenous component and a certain content of calcite, a micro- to finely-crystalline structure, a more or less clear microlamination, an absence of gypsum and fluorite, a uniform fauna or its total absence, and bedding in thin layers of a great extension, between layers of limestone with an abundant fauna, where they form the regressive upper part of cycles.

The classification reflects the facial conditions of sedimentation: the primary dolomites belong to the lagoon facies, the grained and biohermal limestones — to the shoaly facies, the muddy-grained ones — predominantly to the detritic facies, muddy limestones, terrigenous-carbonate and terrigenous rocks — mainly to the transitional and open-sea facies.

The characteristics of the rocks according to classificational subdivisions are presented in Chapter II.

**Distribution and composition of the terrigenous material.** The terrigenous material of the Silurian carbonate rocks has undergone a selective distribution. Throughout the period its accumulation was greater in the central part of the basin. Three main zones may be distinguished, running parallel to the supposed shoreline (Fig. 26). The extent of each zone varies from stage to stage. The sedimentation of terrigenous material is of a cyclic character (Figs 28 and 29). Three general maximums of accumulation of terrigenous material have been established, each corresponding to a transgression, and accompanied by a high content of silt fraction (Fig. 27). The first maximum took place at the beginning of the Silurian. The second maximum was accomplished during the Adavere

time, and the third one lasted from the end of Paadla time, through the Kuressaare time, until the beginning of the Kaugatuma time.

The mineral composition of terrigenous material was studied separately in silt and clay fractions. The silt fraction shows a relatively poor mineral association. The light mineral fraction accounts for about 90 per cent of the total silt fraction in most of the studied samples. It contains mainly quartz accompanied by felspar, muscovite and chlorite. The monomineral coefficient (index of maturity, i. e. quartz: felspar) has its highest values in sediments of the Jaani and Ohesaare stages (see Table 6), and the lowest values in the sediments of the Raikküla (particularly in East Estonia) and Rootsiküla stages.

The heavy mineral fraction is represented by zircon, garnet, tourmaline, sphene, rutile, biotite, corundum, amphiboles and pyroxenes. The number of minerals increases with time (Fig. 34). Stable minerals are more common (Figs 35, 36 and 38). The content of biotite increases continously towards the end of the Silurian. Accumulations of corundum have been noticed in the north-western part of the basin at the end of Jaagarahu time and in the sediments of the Rootsiküla time. Garnet attains a maximum in the sediments of the Adavere time (Fig. 37).

Comparing the mineral composition of the limestones of different textural types (see Table 7), no direct relation has been established.

The clay fraction was studied by immersion and X-ray determination. Excluding the metabentonites, the mineral composition of the clay fraction varies very little throughout the whole Silurian. Most of it (80—100 per cent) is represented by illite (hydromica) and the rest by iron-rich chlorite.

The chemical composition of terrigenous material has a direct relationship to the grain size. According to the results of numerous analyses made from different fractions, the variability of the chemical composition is highest in the fraction less than $2\mu$. It reflects most truly the environmental conditions. Silica is its dominant constituent (see Table 8). The next is alumina. A high potash content suggests illites. The $Fe_2O_3 : FeO$ ratio increases permanently throughout the Silurian. Comparing the content of more stable elements with the unstable ones, according to analysis of sediments of two borings from different parts of the basin (Figs 39, 40), the stable elements show a concentration in deep-water environments.

The content of microelements in terrigenous material is not very high (see Table 9), seldom exceeding Clarke's mean concentrations of clays and shales.

**Secondary alternation of rocks.** The postsedimental alternation of Silurian rocks is still very poorly studied in Estonia.

The origin of Silurian dolomites may be diagenetic or epigenetic, but it is very often difficult to distinguish it. Diagenetic dolomites are mainly distributed in West Estonia. The rocks contain 50—75 per cent mineral dolomite, and their porosity is not very high.

Epigenetic dolomites form two mighty lenses (Figs 41 and 42). The first one is placed in the region of the Pandivere elevation and in Central Estonia among the Llandoverian rocks with a maximum thickness of about 25—40 m. The second lens stretches from the island of Saaremaa to West Estonia, including the Jaani, Jaagarahu, Rootsiküla and Paadla stages. The maximum thickness, 140 m, was measured in the borehole of Sakla. The content of mineral dolomite in the rocks varies from 50 to 95 per cent, and the porosity is mostly about 25—35 per cent.

The exact time of the dolomitization of Silurian rocks and the source of magnesium could not be established as yet. It is very possible that the overlying Devonian plays a certain part in it.

Silica is represented in Silurian rocks by concretions of chalcedon, sporadic crystals of authigenic quartz, silicified fossils and rare thin layers of silicified limestone. Most of silica occurs in the Raikküla and Adavere stages (Figs 41 and 42). The main part of silica is of biogenetic origin, only the silica in silicified limestones is derived from the overlying metabentonite beds.

Pyrite in Silurian rocks originates mostly from diagenetic processes, particularly the microcristalline pyrite disseminated in limestones and dolomites. Some larger concretions have obviously been formed during the epigenesis.

Recrystallization and consolidation of Silurian rocks proceeded parallel with the processes mentioned above. The changes have sometimes led to a total loss of primary textural details.

In association with recrystallization, the formation of stylolite seams must be mentioned. They are very common in the pure limestones of the Raikküla, Jaagarahu and Kaugatuma stages. As to the origin of stylolites, the authors prefer the pressure solution phenomenon.

## III Fauna

**Characteristics of different faunules and their biogeographical relations.** In the Silurian of Estonia, the occurrence of about 1000 species has been stated, whose distribution, according to different fossil groups and stages, is shown in page 102. Fig. 43 represents the percentage of different groups in the faunules of different stages, and Fig. 44 — their occurrence in different facies of the Juuru Stage (the biohermal limestones of $G_{1-2}H + K$ and Pentamerus limestone of $G_{1-2}Tm$ are considered as shoaly facies, the limestones of $G_{1-2}V$ — as detritic, and the marls of $G_{1-2}O$, as the transitional facies; see Chapter V). The faunules of certain facies are quite different and therefore the composition of faunules of different stages is controlled by the facial character of the stage rather than by the time. In some cases, the numerical indices alone do not show the nature of the faunule to a sufficient degree; one has also to consider the qualitative differences, e. g. the distribution of different brachiopod communitis.

The Silurian fauna of Estonia is considered as belonging to the Baltic biogeographical region of the North-European province.

**The biostratigraphic survey of the fauna.** Stromatoporoids. The distribution of stromatoporoids in the Silurian of Estonia is presented in Table 10.

In the Llandoverian, the cosmopolitan genera *Clathrodictyon* and *Ecclimadictyon* of the family Clathrodictyidae were of the widest distribution, forming, together with the labechiids, a typical Llandoverian assemblage. The species occurring in the Juuru Stage and the Ordovician Porkuni Stage are rather closely related to each other, which fact seems to testify to an absence of a long hiatus at the boundary of the Ordovician and Silurian. The stromatoporoids yield a sufficient abundance of index fossils for the different Llandoverian stages.

The Wenlockian stromatoporoid genera are considerably diverser than those of the Llandoverian. Here, the representatives of Clathrodictyidae cede their leading position to the family Stromatoporellidae (genera

*Simplexodictyon*, *Diplostroma*). For the first time, the representatives of the family Stromatoporidae make their appearance (the genus *Stromatopora*), as well as the fine-reticulated actinostromatiids (*Densastroma*).

In spite of the great lithological differences in the Jaani and Jaagarahu stages, the most abundantly occurring species are in common in both of them, which serves as a proof to faunistic differences being in this case more dependent on facial factors than on stratigraphic ones. Of the species distributed in the Jaani Stage, the majority has been established by K. Mori (1968) as occurring in Visby marls on Gotland; the species represented in the Jaagarahu Stage occur in Högklint, Tofta and Slite beds.

In the Ludlovian fauna, the significance of the family Actinostromatidae (*Densastroma*, *Plectostroma*, *Pseudolabechia*) considerably increases, as well as that of Actinostromellidae (*Parallelostroma*, *Actinostromella*), while the families Labechiidae and Clathrodictyidae lose in importance. The typical Ludlovian generic assemblage is formed as late as in the Paadla time, while the fauna of the Rootsiküla Stage is very poor, resembling the Wenlockian one in appearance. According to stromatoporoids, the Paadla Stage may be well correlated with the Malinovets Stage in Podolia and the Hemse Beds on Gotland.

The Downtonian stromatoporoid fauna of Estonia differs, in respect to the composition of families and genera, but to a small extent from the Ludlovian fauna, being only poorer than the latter. This circumstance might be controlled by the ecological conditions in connection with the progressive regression of the Silurian sea.

T a b u l a t a. The stratigraphic distribution of 146 species has been established (Table 11), and the Estonian Silurian has been divided according to the occurrence of characteristic species into the following zones (beginning from the top):

$K_4 - K_3a$ — *Favosites effusus* zone — *Favosites forbesi, F. pseudoforbesi, Syringopora blanda*;

$K_2$ — *Thecia swinderniana* zone — *Laceripora cribrosa, Parastriatopora coreaniformis, Syringopora multifaria*;

$K_1$ — *Parastriatopora commutabilis* zone — *Favosites caelestis*;

$J_2$ — *Coenites juniperinus* zone — *Palaeofavosites collatatus, Multisolenia excelsa, Halysites junior*;

$J_1$ — *Favosites jaaniensis* zone — *Syringolithes kunthianus, Catenipora vespertina*;

H — *Mesofavosites obliquus* zone — *Favosites favosus, F. gothlandicus, F. hisingeri, Catenipora maxima*;

$G_3$ — *Parastriatopora celebrata* zone — *Favosites gothlandicus, Multisolenia tortuosa*;

$G_{1-2}$ — *Palaeofavosites paulus* zone — *Palaeofavosites balticus, Mesofavosites fleximurinus, Catenipora arctica, C. gotlandica.*

R u g o s e c o r a l s. The distribution of rugose corals is presented in Table 12. The main part of the results of the researches concerning this fossil group is not published as yet, and therefore the data are provisional.

It is conspicuous that some genera (*Entelophyllum*, *Cyathactis*, etc.) have a relatively early appearence in the Estonian Silurian. From the palaeobiogeographical aspect, the close contacts of the Silurian faunas within the limits of the Baltic region (Gotland) deserve mention, as well as those with the faunas of Great Britain and Podolia.

The rugose corals are predominantly connected with the shoaly facies (the colonial forms, in particular), but, in places, with the detritic facies as well. Some rugose corals with a specific shape of corallum (small

ceratoid, discoid (*Porpites*), or the peculiarly patellate *Schlotheimophyllum*) also occur in the marls of the transitional facies.

Bryozoa. The Silurian Bryozoa of Estonia are characterized: 1) by the predominance of genera that originated in the Ordovician and became extinct during the Silurian or Devonian; 2) by a lesser distribution of specific Silurian and Silurian-Devonian genera; 3) by the appearance in the uppermost part of the Silurian section of the typical representatives of Devonian genera.

The distribution of genera and species are given in Tables 13 and 14.

In the Llandoverian, the most part of the not numerous Ordovician species gradually diminish in number, while early Silurian species are increasing. The most typical Llandoverian species are: *Ceramopora imbricata, Hennigopora floridiformis, Hallopora varians, Orbignyella expansa, Hemipachydictya crassa.*

Among Wenlockian bryozoans, the early Silurian forms predominate. The most typical species are: *Hallopora elegantula, Eridotrypa solida, Lioclema asperum, L. gracilense, Helopora lindstroemi.*

The most characteristic species of Paadla Stage are: *Trematoporina pudlovensis, Lioclema varium, L. ludlowensis, Ptilodictya lanceolata.*

Of the bryozoans of the Kaugatuma and Ohesaare stages, the genera *Eostenopora* and *Leptotrypella* are typical of the Devonian and as well as the genera *Mediapora* and *Callocladia*, which were known previously only from the Early Carboniferous strata. Predominant species are the late Silurian ones that are known from the Malinovets and Skala stages of Podolia, from the Ludlovian of the Arctic regions of the USSR and from some regions of the USA. Some early Devonian species are also present. The most typical species are: *Fistulipora perexiguoformis, Trematoporina porosa, Cyphotrypa corrugata, Eridotrypa parvulipora, E. minuta, Orthopora tonolowajensis.*

Brachiopods. A comprehensive list of the brachiopods studied and their stratigraphic distribution is presented in Table 15. The distribution of the Estonian brachiopod genera is compared with their stratigraphic ranges known in other regions, as well (Fig. 45). Special attention is called to the cosmopolitan character of the Estonian Silurian brachiopod fauna and to the role of migration in its formation according to the subfamilies represented (Fig. 46).

A lateral change in Llandoverian brachiopod fauna established in the distribution of some most abundant species (Figs 47—50) can be recorded. This change coincides with the boundary of the distribution of *Clorinda* and *Stricklandia* communities. A definite connection between the distribution of brachiopods and facial zones is observed in the Upper Silurian, too.

Mollusca. The Silurian of Estonia is comparatively rich in molluscs (see Table 16), but they have not been subjected to up-to-date studies, as yet. Among them, there is a number of index fossils (*Dawsonoceras annulatum, Poleumita discors, Modiolopsis complanata,* and others), particularly occurring in the Paadla Stage (*Palaeopecten danbyi, Ilionia prisca, Eushantungoceras pseudoimbricatum*). The last assemblage has many species in common with those occurring in the Hemse Beds.

Together with molluscs, brachiopods occur rather frequently, but corals extremely seldom.

Trilobites. Up to date, there are about 70 trilobite species known from the Silurian of Estonia (see Table 17). About three quarters of them are distributed in carbonate facies, and the rest, mostly undescribed species, in terrigenous-carbonate ones.

Almost all the species occur in certain stages, exclusively, and therefore serve as good index fossils. In the Juuru Stage the trilobites are rare and they are even scarcer in the Raikküla Stage. The Adavere Stage, containing 22 species, is the richest one in this respect. Here, the most frequent species are *Calymene frontosa*, *Encrinurus rumbaensis*, *E. schmidti* and *Acernaspis ? konoverensis*.

The trilobites of the Jaani Stage differ totally from those of the Adavere Stage. They form two associations differing both in the specific composition and age. The older association consists of *Calymene* sp. a, *Encrinurus* sp. d, *Dalmanites* sp., *Cyphoproetus* sp. and *Leonaspis mutica*, which are well represented in the Ohesaare borehole (in the interval between 267 and 331 m), but it has not been stated in the outcrop area. The second, younger association, known mainly from the outcrops, is composed of well known species *Encrinurus punctatus*, *Proetus osiliensis*, *Calymene* cf. *tuberculosa*, and others, almost all of them being identical or closely related to the species occurring in the corresponding strata of Gotland.

In the Jaagarahu Stage, trilobites occur sparsely; only in places one may find abundantly *Arctinurus ornatus* (in bioherms) and *Warburgella* sp.

In the Ludlovian and Downtonian strata of Estonia the trilobites are relatively rare.

Ostracodes. The distribution of 144 ostracode species and the most important genera in the Silurian of Estonia is presented in Tables 18 and 19.

In the Lower Silurian, two ostracode assemblages may be distinguished. The older one, known from the Juuru and Raikküla stages, is characterized by the occurrence of certain Ordovician elements (*Cystomatochilina*, *Monoceratella*, *Steusloffina*), and by the appearance of earliest craspedobolbinids and beyrichiids (*Aitilia*, *Craspedobolbina*, *Bingeria*). The second assamblage is to be found in the Adavere, Jaani and Jaagarahu stages. Here, a predominant role is enacted by the craspedobolbinids (*Craspedobolbina*, *Leptobolbina*, etc.) and beyrichiids (*Beyrichia*). The first primitoptisids (*Clavofabella*, *Venzavella*) also make their first appearance here. The podocopids (*Silenis*, *Altha*, etc.) are rather abundant, too. From the Upper Silurian, only one ostracode assemblage is known, in which the craspedobolbinids (*Hemsiella*, *Sleia*, *Juviella*, etc.) play a significant part, as well as the beyrichiids (*Neobeyrichia*, *Nodibeyrichia*, *Frostiella*, etc.) and the primitiopsiids (*Amygdalella*, *Venzavella*, *Orcofabella*, etc.)

The occurrence of ostracodes in all the Silurian stages of Estonia is discussed in detail in the Russian text.

On the basis of the distribution of common ostracode species, the Estonian Silurian stages are compared with the corresponding stages and beds of the Central and Southern East Baltic area, Gotland and Podolia.

Crustacea, Merostomata, Scorpionomorpha. The representatives of these fossil groups (cf. list, p. 171) occur in the Silurian of Estonia only at the boundary region of the Wenlockian and Ludlovian, i. e. in the Eurypterus dolomites of the Rootsiküla Stage. Only a few single finds have been made in other Wenlockian and Ludlovian stages.

Varia. Table 20 presents the known data on the distribution of tentaculitids, annelids, echinoderms and other fossils.

Conodonts. The Silurian conodonts of Estonia have been so far

studied in the Ohesaare boring only, where, in the stages $K_1$—$K_4$ the occurrence of 21 species has been preliminarily stated (see Table 21). Some of them (essentially those of a simple cone) characterize but the general faunistic assemblage. In the given section, the other conodonts form two successive assemblages. In the lower assemblage (in $K_1 + K_2$), *Ligonodina salopia* and *Lonchodina walliseri* occur, whereas in the upper one ($K_3a + K_3b + K_4$) *Ligonodina elegans*, *Trichonodella* cf. *inconstans*, *Lonchodina detorta*, *Ozarkodina ortuformis* are to be found. The most important feature for the stratigraphy of the Upper Silurian is the occurrence of various species of *Spathognathodus* and *Ozarkodina*. In $K_1$ (at the depth of 149.5 m and 149.8 m), the presence of *Spathognathodus murchisoni* and *S.* sp. (aff. *S. sagitta bohemicus*) has been established, whereas in the upper of $K_1$ and higher along the section, there occurs *S. primus*, in $K_3a$ — *S.* cf. *snajdri*, and in $K_3b + K_4$ — *S. steinhornensis eosteinhornensis*. The presence of the latter and the absence of *Icriodus woschmidti* point to the correlation of the Kaugatuma and Ohesaare stages with the *eosteinhornensis* zone and its analogues. *Ozarkodina typica* is probably represented by two subspecies — *O. typica typica* and *O. typica denckmanni*.

Acid-resistant microfossils. The Silurian acid-resistant microfossils (chitinozoans, melanoscleritoitids, acritarchs, hydroides, foraminifers, annelides, and others) have been systematically studied in Estonia for a short time, only, and therefore we possess but a limited knowledge of their stratigraphic distribution.

The present survey is based on the preliminary study of ab. 370 small-sized samples, and on the papers by A. Eisenack. The majority of the samples studied were taken from Llandoverian strata, and only one series of samples (from the Ohesaare boring) passes through the whole Silurian sequence.

Chitinozoans, some acritarchs and scolecodonts occur, according to the data from the Ohesaare core, almost throughout the Silurian section. The chitinozoans are rare in the upper part of the Jaagarahu Stage, and in the Rootsiküla Stage they are missing altogether. Of acritarchs, the large representatives of *Baltisphaeridium* are typical of the Llandoverian strata, whereas *Leiosphaeridia* and *Tasmanites*, with their mass occurrence, characterize the Kaugatuma and Ohesaare stages. The scelecodonts are rare or in places absent only in the Rootsiküla Stage as well as in the graptolitic facies of the Adavere and Jaani stages. The distribution of the melanoscleritoitids is mostly restricted to Llandoverian strata, but their considerable accumulations also occur in the Paadla and Kuressaare stages. It deserves to be mentioned that the melanoscleritoitids are either scarce or altogether absent in the Llandoverian relatively deep-water facies.

From the stratigraphic point of view, the chitinozoans and partially the large acritarchs deserve particular attention.

There are at least 20—25 chitinozoan species in the Silurian of Estonia, belonging mainly to the genera *Ancyrochitina*, *Conochitina*, *Coronochitina*, *Desmochitina*, *Angochitina*, *Cyathochitina* and *Pterochitina*. The first two are abundantly represented throughout the Silurian sequence, whereas the distribution of the rest is much more limited. Many species form local zones.

The Juuru Stage is characterized by a rather abundant occurrence of the species of the group of *Cyathochitina campanulaeformis*, whereas in the Raikküla Stage, the representatives of *Conochitina* already attain a basic zonal significance. According to the distribution of the latter,

the Raikküla Stage may be divided into three main parts (from base to top): 1) zone of *Conochitina* cf. *elegans*, 2) zone of *Coronochitina*, and 3) zone of *Conochitina* aff. *pachycephala*. The first of them seems to correspond to the *Pristiograptus cyphus* zone, whereas the two upper ones might correspond, respectively, to the *Demirastrites triangulatus* and *Pristiograptus gregarius* zones. The lowermost limestone beds of the Adavere Stage belong to the zone of *Veryhachium oligospinosum*, which is well traceable in the whole continental part of Estonia. The remaining part of the Adavere Stage, the marly complex, is characterized by *Conochitina* species, whereas the youngest clayey part is characterized by the occurrence of *Angochitina longicolla* (which is absent in the older strata). The lower part of the Jaani Stage is characterized by the presence of *Desmochitina margaritana* (in places, by *D. erratica*); in other parts of the Silurian sequence of Estonia, that genus has not been found.

A typical form of the lower part of the Paadla Stage is *Conochitina latifrons*, and of the upper part as well as of the succeeding Kuressaare Stage — *Conochitina intermedia* and *Conochitina* cf. *lagenomorpha*. The lower part of the Kaugatuma Stage is characterized by the occurrence of *Conochitina lagenomorpha*, and the upper beds and the Ohesaare Stage — by *Conochitina filifera*. Up to the present time, the latter has been found in the Baltic area only in the erratic boulders of the so-called Beyrichia-limestone.

Graptolites. Until lately, only a few graptolites were known from the carbonate rocks of the Estonian Silurian. The real graptolite-bearing strata were discovered rather recently at borings in Ohesaare, Ikla, Holdre and Tõlla (see Fig. 2, resp. Nos. 60, 44, 43 and 40). In the core sequences, graptolites occur alternately with shelly fauna, thus yielding interesting stratigraphic information. Assemblages of the following zones are represented: *P. cyphus*, *D. triangulatus* (or *P. gregarius* s. lato), *S. turriculatus*, *M. discus*, *M. riccartonensis*, *P. sardous*, *M. flexilis*, *M. flemingi* (see also Fig. 52, which in the section of $G_{1-2}$ — $G_3$ is compiled on the data of the Ikla boring, and in that of H — $K_4$ — on data of the Ohesaare boring). Nevertheless, the distribution of those assemblages is generally not continuous enough to enable us to speak of zones. Therefore the distribution of the graptolites established has been presented according to stages (see Table 22).

In the upper part of the Juuru Stage, the occurrence of the graptolites of the *P. cyphus* zone (*P. incommodus*, *P.* cf. *sandersoni*, and others) together with *Dimorphograptus confertus* is of significance. The latter, together with *Stricklandia lens* f. a. points to the correlation of a certain part of the Juuru Stage with the *O. vesiculosus* zone.

The Raikküla Stage in the central part of Estonia contains abundantly dendroids together with single graptoloids, whereas in South Estonia (Ikla, Holdre), typical Middle Llandoverian graptoloids are distributed, except the representatives of the *M. sedgwicki* zone. In the Adavere Stage, graptolites of the Upper Llandoverian zones have been discovered, those of the lower zone being more abundant. *Stomatograptus grandis* has been found immediately under the *C. murchisoni* zone, and is therefore subjected to some doubts, as yet.

The lower part of the Jaani Stage contains abundantly Lower Wenlockian graptolites; *M. flexilis* is already rare, and in the upper parts only some sporadic finds of *M.* ex gr. *flemingi* have been made.

Vertebrates. Vertebrate fossils occur in the Silurian sequence of Estonia from the Jaagarahu to the Ohesaare Stage (see Table 23).

The first representatives of Agnatha (all of which are thelodonts)

appear in the middle part of the Jaagarahu Stage. *Logania martinssoni* predominates among them. In the Rootsiküla Stage, there have been found thelodonts, osteostracans and anaspids, discovered in the Viita and Vesiku beds. In these beds *Thelodus laevis*, *T. schmidti* and *Trematapis schmidti* are most abundant. The Paadla Stage is the richest one in vertebrates. Here, the thelodonts are numerous and are represented by a greater number of species than in the Ohesaare Stage. *Thelodus schmidti*, *T. laevis* and *Phlebolepis elegans* as well as partly *T. parvidens* are widespread. In the Paadla Stage occur the first acanthodians, *Strosipherus indentatus* of heterostracans and the oldest known representative of Osteichthyes *Andreolepis hedei*. Among the thelodonts of the Kuressaare Stage, *Thelodus sculptilis* is not rare. In the Kaugatuma Stage the acanthodians predominate, but the thelodonts are not so scarce as it was suggested previously, *Thelodus parvidens* being the most common of them. The Kaugatuma Stage contains also osteostracans. The Ohesaare Stage is characterized by a thelodont assemblage that occurs already in the Paadla Stage as well as by gemuendinids of arthrodires and several acanthodians which are rather frequent. The difference between the Upper Ludlovian and Downtonian vertebrate faunas is not so great as it was supposed on the basis of a more limited material. As compared to these faunas, the Wenlockian and Lower Ludlovian vertebrate faunas are poorer. An association of *Thelodus sculptilis*?, *Katoporus* sp., two acanthodians *Gomphodus* sp. and *Gomphodus*? sp. as well as the heterostracans and osteostracans together seem to be characteristic of the strata near the Ludlovian-Downtonian boundary.

## IV Stratigraphy

**The stratigraphic classification and correlation.** The stratigraphic classification used in the present work is presented at the left side of Table 24. The main difference, in comparison with the earlier classifications is the introduction of the Downton series.

As to correlation, only some problems have been treated, as far as they have aroused discussion in the last years (see references, p. 193) As a summary, a corresponding correlation table has been presented in Fig. 53.

Though the presence of a hiatus at the boundary of the Ordovician and Silurian in Estonia is probable, in consideration of the regressive character of the Late Ordovician sea and the analogy of the sequence in Lithuania, there is no concrete information to prove it, as yet. On the evidence of graptolites, stromatoporoids, etc., that hiatus could have been but of a very short duration.

The situation of the Wenlockian-Ludlovian boundary is also disputable. In the Ohesaare core, it has been possible to distinguish the following ostracode assemblages which were primarily established by A. Martinsson (1967) on Gotland: *Craspedobolbina sinnarvensis* in $J_1$; *Leptobolbina quadricuspidata*, *Beyrichia subornata* in $J_2$; the following 3 assemblages of Gotland are missing at Ohesaare, and there after already *Hammariella pulchrivelata* is found in $K_2$. It seems to be a fact that some assemblages were distributed in different parts of the basin at different times (see the Rootsiküla Stage). The occurrences of graptolites *M. flemingi primus* and *M. f. flemingi*, trilobites *Encrinurus punctatus*, *Proetus concinnus* and some ostracodes, allow us to assume that such time differences are

not big. Therefore the correlation based on ostracode assemblages may be accepted.

Though the Rootsiküla Stage has been placed at the boundary of the Wenlockian and Ludlovian in the correlation table, in the stratigraphic classification it has been conditionally considered to belong to the Ludlovian, which shows that there are certain doubts as to that problem, as well.

In the Kaugatuma Stage, characteristic Beyrichia Limestone species of ostracodes make their appearance, as well as the conodonts of the *eosteinhornensis* zone and some new bryozoans, and others, which allows us to consider those strata as being younger than Ludlovian. In the present work, the corresponding series is referred to as "Downtonian", using this term as a time-rock unit. Within its limits, we may speak of three ostracode assemblages (beginning with the earliest): *Frostiella groenvalliana*, *Nodibeyrichia tuberculata* and *N. jurassica*. Just above the latter, in Kurzeme, lie the Tilze Beds with Dittonian Agnatha (*Traquairaspis* zone). In our opinion, the occurrence of *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* in the Ohesaare Stage (and or in Beyrichia Limestone) does not prove to the correlation of that stage with the Gedinnian. Proof to our assertion is the practically uniformity of the vertebrate association of the Estonian "Downtonian", as well as of brachiopods, trilobites, etc. A detailed study of the sequence of Ohesaare Cliff and the Jura Beds will undoubtedly contribute to the elucidation of that problem.

**Stratigraphy of the stages.** The chapter contains information on the extent of each stage, its boundaries, distribution, the most important outcrops (see Tables), borings (see Tables), and thicknesses, as well as on the lithology and fauna (see Tables, in which the typical species are indicated in semi-fat print), and subdivision (see Figure). Certain boring sections are presented in the figures, in which the following legends have been used (Fig. 56). Key to the sections and profiles:

A. 1 — limestone, 2 — magnesian limestone, 3 — dolomitic limestone, 4 — clayey limestone, 5 — clayey magnesian limestone, 6 — clayey dolomitic limestone, 7 — dolomite, 8 — calcitic dolomite, 9 — calcareous dolomite, 10 — clayey dolomite, 11 — clayey calcitic dolomite, 12 — clayey calcareous dolomite, 13 — marls in general, 14 — calcitic marl, 15 — magnesian calcareous marl, 16 — dolomitic calcareous marl, 17 — clayey marl, 18 — magnesian clayey marl, 19 — domerites in general, 20 — dolomitic domerite, 21 — calcitic dolomitic domerite, 22 — calcareous domerite, 23 — clayey domerite, 24 — calcitic clayey domerite, 25 — clay, 26 — calcitic clay, 27 — magnesian clay.

B. 1 — biohermal limestone, 2 — dolomitized biohermal limestone, 3 — Eurypterus-dolomite, 4 — clayey dolomite of the Kaarma type, 5 — patterned dolomite with worm tracks, 6 — metabentonite layers.

C. 1 — thick and medium-horizontal-bedded, 2 — thin-horizontal-bedded and horizontally laminated, 3 — thin-bedded intercalation of limestones and marls (dolomites and domerites), 4 — crossbedded, 5 — wavy-bedded, 6 — seminodular, 7 — coarse-nodular with thin interlayers of marl, 8 — medium-nodular, 9 — fine-nodular, 10 — nodular with thick interlayers of marl, 11 — marls with frequent limestone nodules, 12 — marls with rare limestone nodules, 13 — conglomeratic interlayers, 14 — discontinuity surface, 15 — ripple marks, 16 — slump destructions, 17 — caverns, 18 — worm tracks.

D. 1 — fine-biodetritic (biocalcarenitic), 2 — fine-biodetrital, 3 — coarse-biodetritic (biocalciruditic), 4 — coarse-biodetrital, 5 — accumulations, nests of biodetritus, 6 — biomorphous (coquinite), 7 — conglomerate, 8 — brecciated, 9 — oölitic (a. calcitic oölites, b. chamozite, goethite oölites), 10 — psammitic (lithocalcarenitic) and pelletic, 11 — micro- and crypto-crystalline, 12 — recrystallized limestone (note: the key includes only the signs of pure textures, which yield several combinations in form of complicated textures).

E. 1 — admixture of quartz-sand and silt, 2 — crystals of pyrite, 3 — pyritic patterns and spots, 4 — glauconite, 5 — stromatolites (a. layered, b. nodular)

6 — oncolites (a. of an indistinct form, b. hemispheric, surrounding the shells of pelecypods), 7 — stromatoporoids, 8 — tabulate corals, 9 — rugose corals, 10 — calcareous algae, 11 — bryozoans, 12 — brachiopods, 13 — nautiloids, 14 — tentaculites, 15 — gastropods, 16 — pelecypods, 17 — trilobites, 18 — ostracodes, 19 — echinoderms, 20 — eurypterids, 21 — graptolites, 22 — fishes.

The Llandovery Series. The Juuru Stage ($G_{1-2}$). According to the revision recently effected by H. Nestor and E. Kala (1968), the Tamsalu Pentamerus Limestone is considered as a local facies (formation) of the Juuru Beds since in the marginal area of the Pentamerus bank, *Pentamerus borealis* occurs together with the typical Juuru assemblage. The same assemblage is also found in the overlying Karinu Beds previously considered as the basal strata of the Raikküla Stage and now transferred to the Juuru Stage.

In North Estonia, the lower part of the stage is represented by the Varbola Formation ($G_{1-2}V$), with the Koigi Member ($G_{1-2}Kg$) in its lowermost part, and the upper — by the Tamsalu Formation ($G_{1-2}T$). The latter consists of the Tammiku ($G_{1-2}Tm$), Hilliste ($G_{1-2}H$) and Karinu ($G_{1-2}Kr$) members. In South Estonia, the whole stage is represented by the Õhne Formation ($G_{1-2}Õ$).

Lithologically, the Juuru Stage represents deposits of one sedimentary cycle in regressive succession. This cycle begins in South Estonia with interbedded nodular microcrystalline limestones (calcilutite) and clayey marls — the Õhne Formation — which are replaced upwards and in the NNW direction by nodular biodetrital limestones — the Varbola Formation, followed by Pentamerus limestones and several detrital and biohermal limestones — the Tamsalu Formation.

Characteristic of the Juuru Stage is the presence of numerous pentamerids. In the Tamsalu Formation, the community of *Pentamerus borealis* occurs, while the Varbola and Õhne Formations are respectively characterized by the *Stricklandia lens* and *Clorinda undata* communities.

The upper boundary of the Juuru Stage roughly corresponds to the boundary of the zones of *O. vesiculosus* and *P. cyphus*. (Кальо, Виннисаар, 1969).

The Raikküla Stage ($G_3$) embraces the middle part of the Estonian Llandoverian, which is less clayey, and has a thickness varying from 35 to 182 m. The lower boundary of the stage is marked, almost throughout the whole area (approximately at the level of the *P. cyphus* zone), mostly by the occurrence of aphanitic (cryptocrystalline) limestones. The upper boundary of the stage is drawn at the base of limestones containing *Pentamerus oblongus*, resp. at the base of marls and clays, which corresponds to the lower boundary of *S. turriculatus* zone. In the upper part of the Raikküla Stage, the last representatives of *Climacograptus* occur, as well as *Zygospiraella duboisi* (Fig. 61). The stage consists of various rocks, partly of biomorphous limestones and secondary dolomites. In the sequence, two maximums of the content of terrigenous material may be stated: one in the lower part, and the other in the middle, dividing the succession into two cycles. The cyclic nature is revealed despite the general content of terrigenous material, which increases in the SW direction. The stage is divided into Sturi ($G_3S$), Remte ($G_3R$), Ikla ($G_3I$), "Marly" ($G_3M$), Vinguta ($G_3V$) and Kullamaa ($G_3K$) members (Fig. 20). In the outcrop area, only the two last-mentioned occur.

The Adavere Stage (H). In the north and east of the Kirikuküla—Eidapere—Pärnu—Häädemeeste line (Fig. 62), the stage is mostly represented by clayey Pentamerus limestones and secondary

dolomites, and in the west — by marls and clays. Thin metabentonite layers are rather frequent. The thickness of the stage is 20—40 m. The lower boundary is mostly distinct (see above), and the upper one, which passes through a homogeneous rock complex, is on the whole difficult to trace, except in the sections where the Jaani Stage begins with graptolite-bearing rocks of the *C. murchisoni* zone. The Adavere Stage is divided into the Adavere and Velise formations, and the former, in turn, into the Rumba (H'R), Mõhküla (H'M) and Tõrve (H'T) members (Fig. 63).

The Wenlock Series. The Jaani Stage ($J_1$), of a thickness of 37—140 m, consists predominantly of marls, domerites and clayey dolomites which correspond to the sequence extending from the *C. murchisoni* zone to the *M. flemingi* beds. The lower boundary of the stage is marked by the appearance of *Simplexodictyon simplex*, *Favosites jaaniensis*, *Beyrichia bicuspis*, and others, and the upper — by the disappearance of *Mesofavosites secundus*, *Syringolites kunthianus*, and others, accompanied by lithological changes. The main part of the stage is represented by the Paramaja Member; in the east, the upper part of the latter passes into the Ninase Member. In the South, the lower beds of the stage are known as the Tõlla Member ($J_1T$) (Figs 65, 66).

The Jaagarahu Stage ($J_2$), of a thickness of 43—54 m, is mainly represented by grained limestones, clayey limestones, dolomites and biohermal rocks, which correspond to the *Coenites juniperus* zone. The appearance of that species also marks the lower boundary of the stage. The upper boundary is established according to the disappearance of *Densastroma pexisum*, *Palaeofavosites frivolus*, *Bolbiprimitia inaequalis*, etc. According mostly to the lithology of the stage, the following beds are distinguished: the Pangamäe Beds ($J_2P$), including the dolomitic Kesselaiu Member ($J_2K$), the Maasi Beds ($J_2M$) and the Saikla Beds ($J_2S$); the latter include the Selgase Member ($J_2Sl$). In the south, the entire sequence of the stage is represented by the Sõrve Member ($J_2Sv$) (Figs 67, 68).

The Ludlow Series. The Rootsiküla Stage ($K_1$) is seated at the boundary of the Wenlockian and Ludlovian. It is composed of shallow-water carbonate deposits with a total thickness of 30—50 m. The stage is characterized by a repeated cyclic alternation of limestones (mostly grained ones) and primary dolomites, by frequent discontinuity surfaces, mud cracks (Fig. 70), ripple marks (Fig. 71), and worm tracks. The faunule is poor (the normal-sea groups being scarce) and specific: eurypterides, Agnatha (osteostracans and thelodonts). Stromatolites and oncolites occur abundantly.

The lower boundary of the stage is considered to be the lower limit of the sedimentary cycle, where the appearance of *Parastriatopora commutabilis* is stated. The Eurypterus dolomite attains in this stage for the first time a considerable extension.

The upper boundary of the stage is marked by a distinct contact between the underlying thick-layered oölitic-clastic, biomorphous or microcrystalline secondary dolomites and overlying microlaminated domerites or nodular detritic limestones. At this level in the Ohesaare core *Didymothyris didyma*, an index fossil of the Paadla Stage, appears.

On the basis of sedimentary cycles, the Rootsiküla Stage is divided into Viita ($K_1Vt$), Kuusnõmme ($K_1Kn$), Vesiku ($K_1Vs$) and Soeginina ($K_1Sn$) beds, while in the SE part of the studied area, within the limits of the Viita and Kuusnõmme beds, the Sakla Member ($K_1S$) may be distinguished (see Figs 72, 74), which is monotonous lithologically and not well correlated with the other sections.

The Paadla Stage ($K_2$), 28.5 m — 38 m thick, consists of detritic, biomorphous and biohermal stromatoporoid-coral limestones, dolomites and marls (Fig. 76), which correspond to the *Didymothyris didyma* zone. The lower boundary of the stage is marked by the appearance of *Thecia swinderniana*, *Ilionia prisca*, a. o., and the upper — by the disappearance of *Laceripora cribrosa*, *Hammariella pulchrivelata* and *Hemsiella hemsiensis*. On the basis of mainly lithological criteria, the stage is divided (from bottom to top) into the Sauvere ($K_2S$), Himmiste ($K_2H$) and Kogula ($K_2K$) beds, the last-mentioned containing the Katri ($K_2Kt$) and Uduvere ($K_2U$) members (Fig. 75).

The Kuressaare Stage ($K_3a$), of a thickness exceeding 12 m (Fig. 78), is represented by nodular or biomorphous limestones and marls, with abundant conglomerate interlayers or fine pebbles. According to earlier stratigraphic classification, it corresponds to the lower part of the Kaugatuma Stage. The lower boundary of the stage is marked by the appearance of *Isorthis usari*, *Favosites effusus* and new beyrichiids and primitiopsiids (*Retisacculus sulcatus*, *Beyrichia* (*Simplicibeyrichia*) cf. *impersonalis*, *Limbinariella malornata*, *Primitiopsis minima*, etc., see Fig. 77), together with an abrupt rise in the number of *Atrypella prunum* and *Delthyris elevata*. The upper boundary is marked by the appearance of a new assemblage of coelenterates and the Beyrichia Limestone ostracodes.

The Downton Series. The Kaugatuma Stage ($K_3b$), approximately 70 m thick in the accepted limits, is represented in the outcrop area by mainly coarse-detritic crinoid limestones, marls and domerites, and in the southern part — by marls interbedded with clayey limestones (Fig. 78). The lower boundary of the stage is marked by a notable renewal of the fauna of stromatoporoids and tabulate corals, and of Beyrichia Limestone ostracodes in particular (*Sleia inermis*, *Neobeyrichia buchiana*, *Frostiella groenvalliana*, etc., cf. Fig. 77). The stage is subdivided (from bottom to top) into the Äigu ($K_3bÄ$) and Lõo ($K_3bL$) beds, the boundary between them being marked by the appearance of *Nodibeyrichia tuberculata*.

The Ohesaare Stage ($K_4$), according to the present work, is considered to be only that part of the sequence that crops out at the Ohesaare and Loode cliffs. It is represented by various crystalline, detritic and clayey limestones and marls, and, to a slight extent, also by calcareous siltstones It contains abundantly ostracodes, brachiopods, molluscs, trilobites, Agnatha and fishes. The lower boundary of the stage is marked by the appearance of *Orcofabella testata*, *Juviella piltenensis*, *Kloedenia leptostoma*, *Nodibeyrichia jurassica* and *Favosites pseudoforbesi ohesaarensis*, whereas the upper boundary is of an erosional character. In Estonia, the thickness of the stage does not exceed 6 m.

**V The facies and the development of the basin.**

In the first part of the chapter, facies and palaeogeography is discussed. It is illustrated by Figs 80—89, with legends as indicated in Fig. 79. Key to the lithofacial maps:

1 — carbonate deposits, 2 — clayey-carbonate deposits, 3 — carbonate-clayey deposits, 4 — clayey deposits with graptolites, 5 — sedimentary dolomites, 6 — red-coloured deposits, 7 — irregular alternation of two types of deposits in equal amounts (40—60%), 8 — alternation of two types of deposits with one prevailing (60—90%), marked by wide stripe, 9 — section composed of two types of deposits (the fat line shows the beginning of their formation), 10 — dry land, 11 — biodetrital carbonate deposits, 12 — pebbles and conglomeratic interlayers, 13 — oölites, 14 — bioherms, 15 — ripple marks, 16 — mud cracks, 17 — stromatolites, 18 — stromatoporoids, 19 — tabulate corals, 20 — rugose corals, 21 — brachiopod banks, 22 — pelecypod banks, 23 — trilobites, 24 — eurypterids, 25 — crinoidal brush, 26 — graptolites, 27 — main

directions of inflow of terrigenous material, 28 — boreholes: the numerator marks the number of borehole (according to Fig. 2) and the denominator — the thickness of deposits (the wavy line under or over the figure marks an uncomplete succession), 29 — line of errosion, 30 — boundary of uncomplete thickness, 31 — isopachites, 32 — boundaries of lithofacies.

General characteristics of the facial zonality. In the Silurian of the northern part of the East Baltic area, five main facies may be distinguished: a lagoonal, a shoaly, a detritic, a transitional, and an off-sea facies (see Table 50).

The Silurian sequence consists of three large sedimentary cycles: a) Early — Middle Llandoverian, b) Late Llandoverian — Wenlockian, c) Ludlovian — Downtonian. The maximum transgression coincides with the end of Llandoverian and the beginning of Wenlockian, which time is characterized by an intensive volcanic activity in the Caledonians. All this suggests the importance of the tectonic factor in the development of the sedimentary basin.

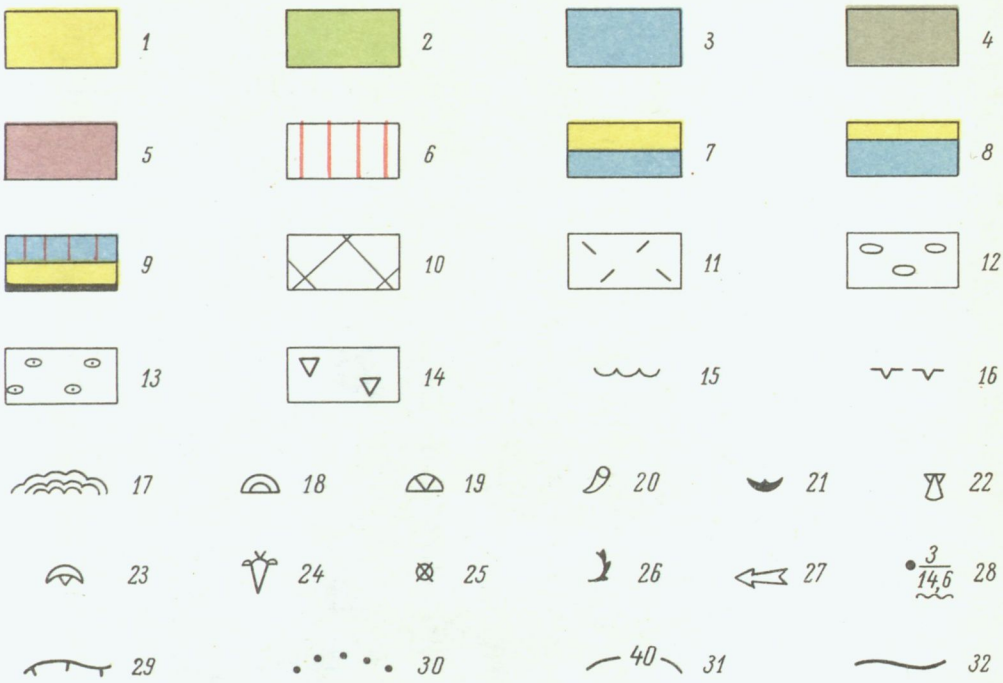



Рис. 79. Условные обозначения к литолого-фациальным схемам.

*1* — карбонатные отложения; *2* — глинисто-карбонатные отложения; *3* — карбонатно-глинистые отложения; *4* — глинистые отложения с граптолитами; *5* — седиментационные доломиты; *6* — красноцветные отложения; *7* — нерегулярное чередование двух типов отложений в равных количествах (40-60%); *8* — чередование двух типов отложений с преобладанием одного (60-90%), обозначенного широкой полосой; *9* — разрез, состоящий из двух типов отложений (толстая линия показывает начало последовательности их образования); *10* — суша; *11* — детритовые карбонатные отложения; *12* — гальки и конгломератовые прослои; *13* — оолиты; *14* — строматолиты; *18* — строматопороидеи; *19* — табуляты; *20* — ругозы; *21* — брахиоподовые банки; *22* — пелециподовые банки; *23* — трилобиты; *24* — эвриптериды; *25* — криноидные заросли; *26* — граптолиты; *27* — главные направления привноса терригенного материала; *28* — буровые скважины: в знаменателе — номер скважины (по рис. 2), в числителе — мощность отложения (волнистая линия под или над цифрой мощности обозначает неполный разрез); *29* — линия эррозии; *30* — граница неполной мощности; *31* — изопахиты; *32* — границы литофаций.

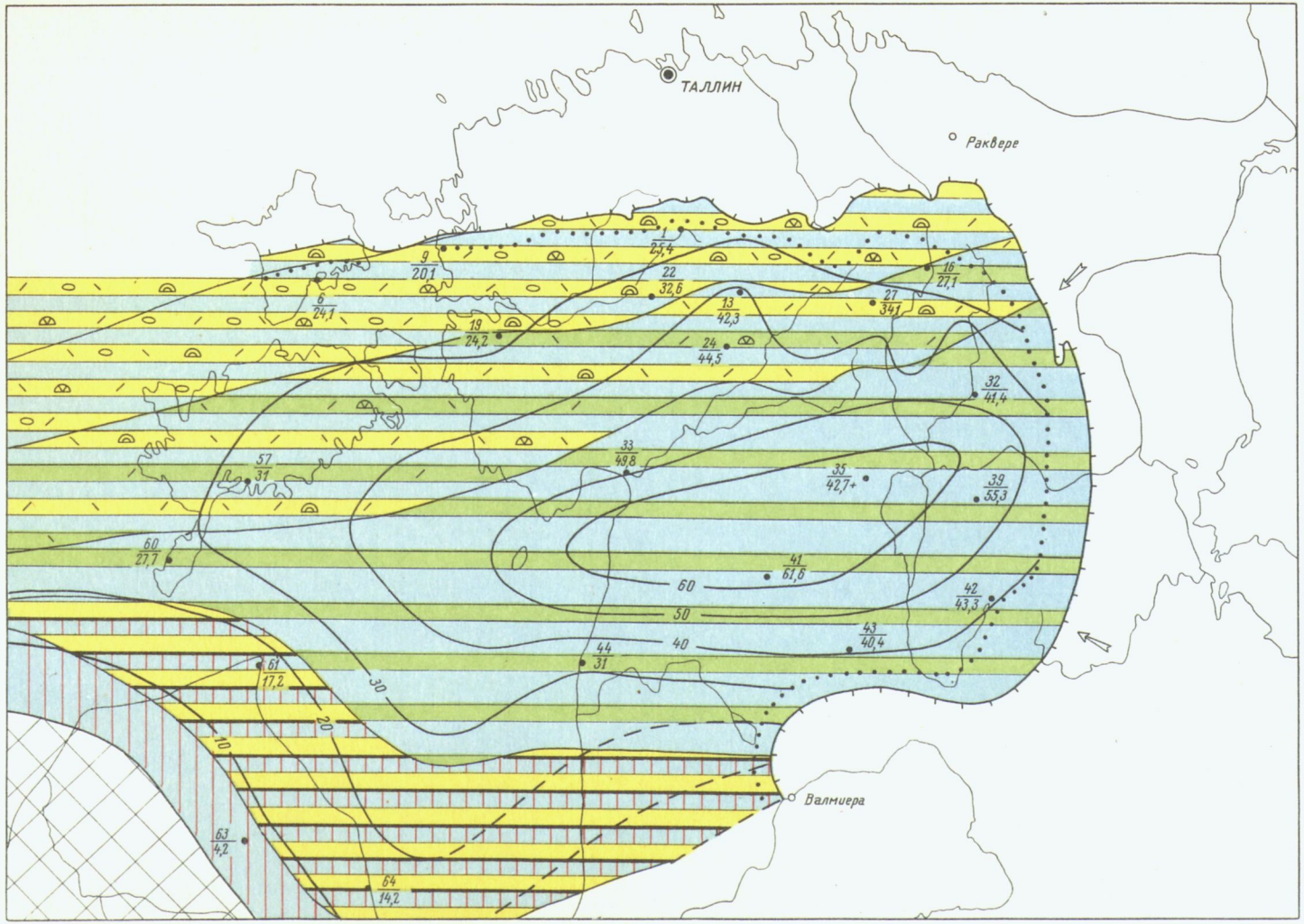



Рис. 80. Литолого-фациальная карта нижней части юруского горизонта. Составил Х. Нестор.

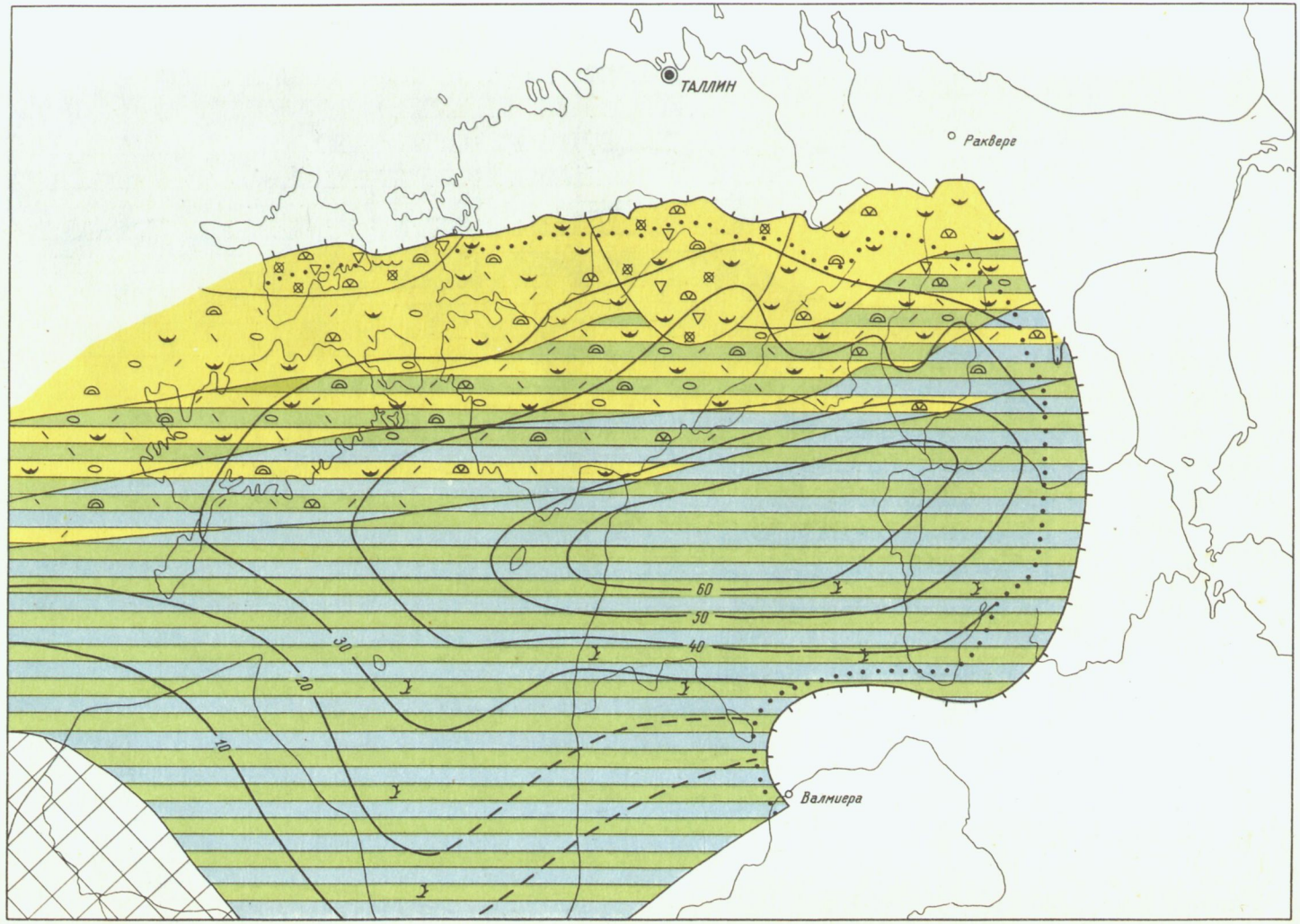



Рис. 81. Литолого-фациальная карта верхней части юруского горизонта. Составил Х. Нестор.

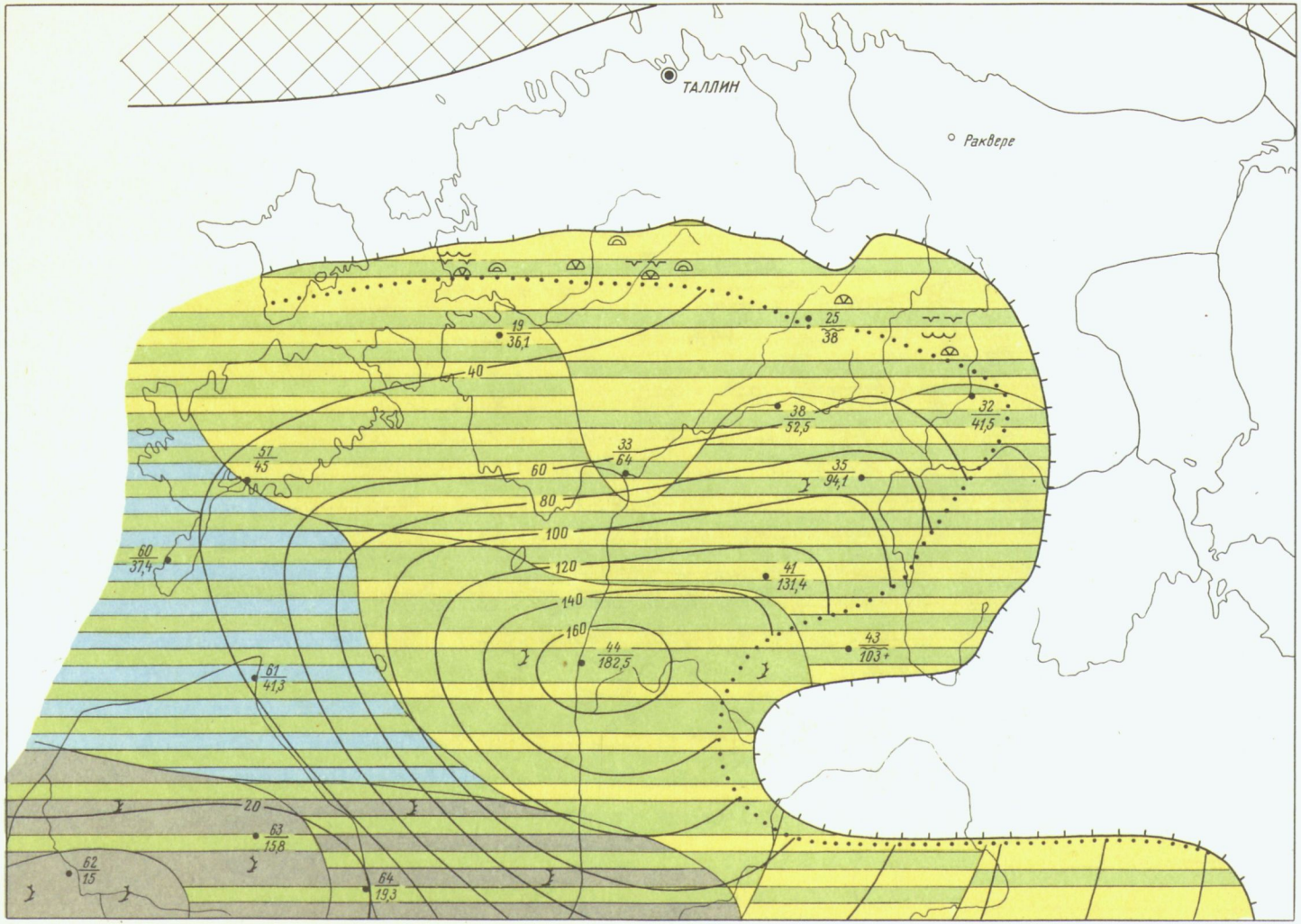



Рис. 82. Литолого-фациальная карта райккюлаского горизонта. Составили Д. Кальо и Э. Юргенсон.

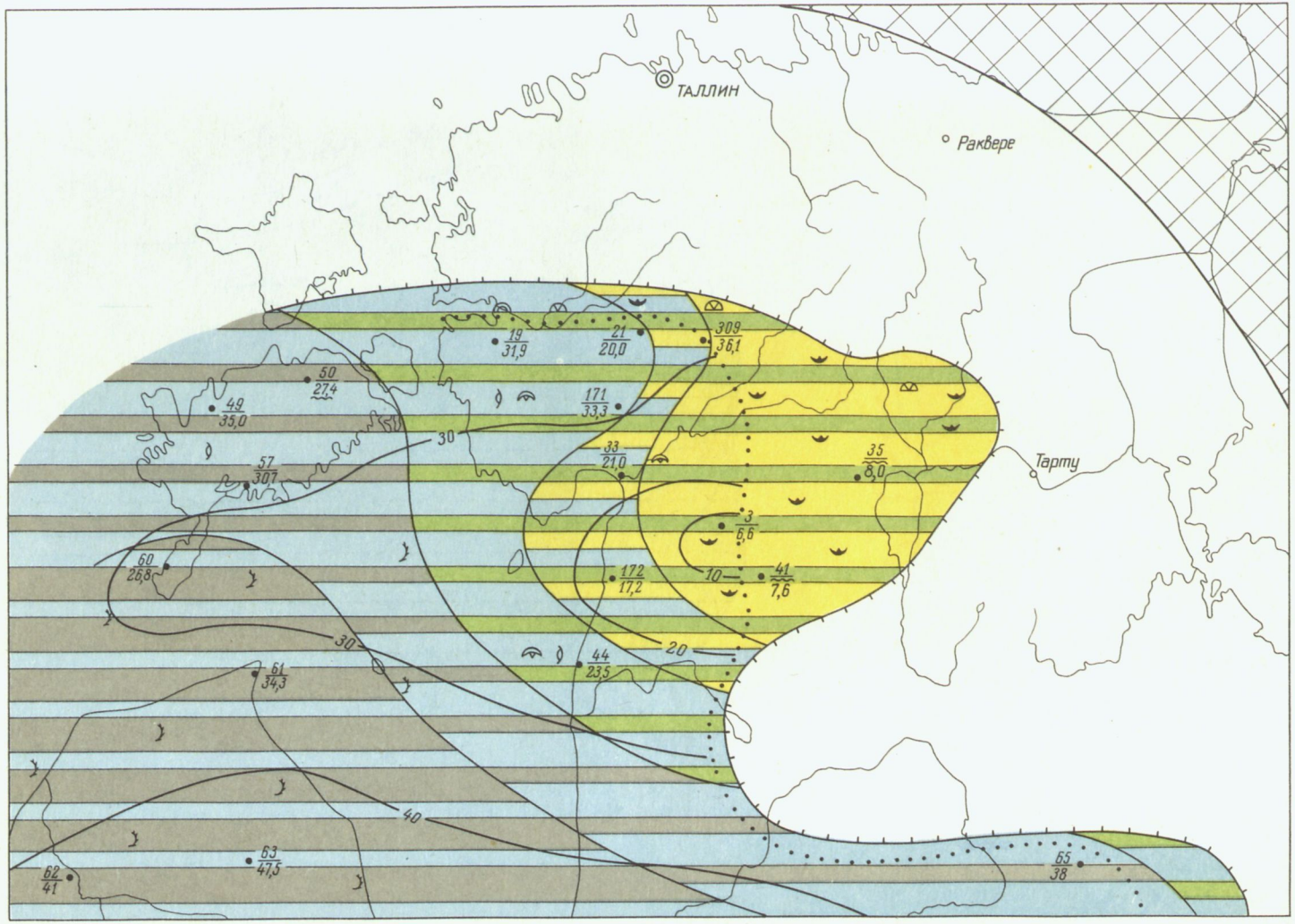



Рис. 83. Литолого-фациальная карта адавереского горизонта. Составили Д. Кальо и Э. Юргенсон.

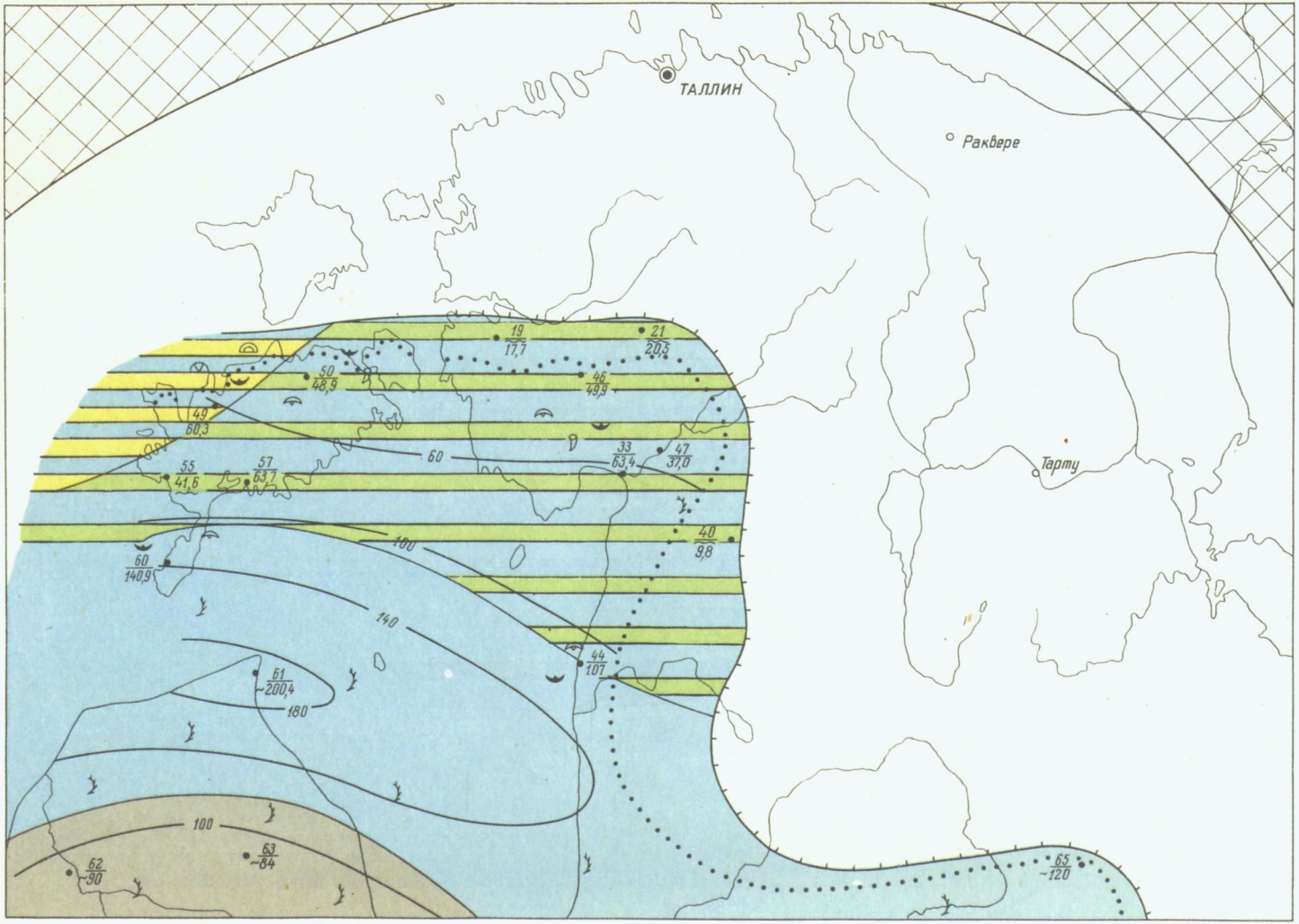



Рис. 84. Литолого-фациальная карта яниского горизонта. Составил Д. Кальо.

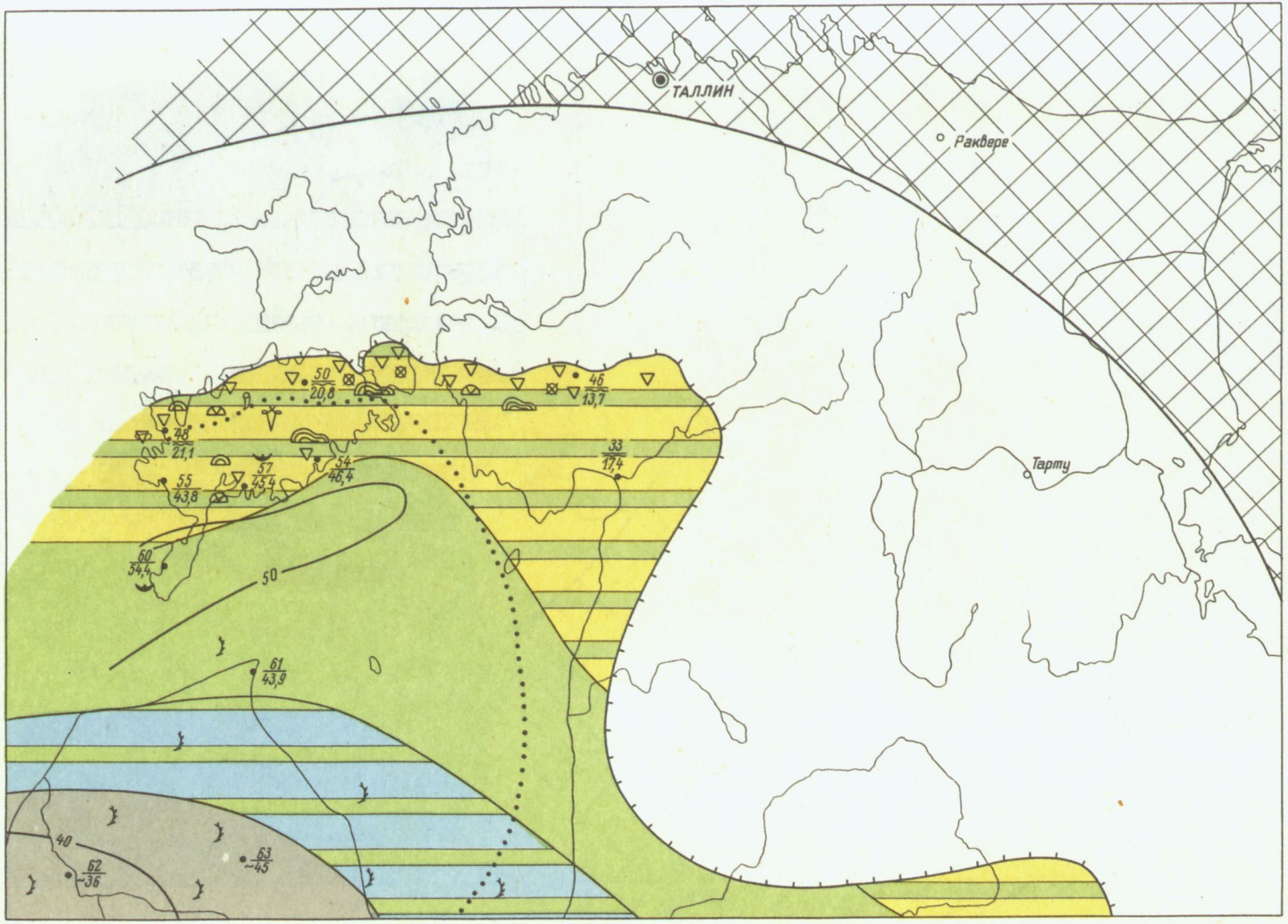



Рис. 85. Литолого-фациальная карта яагарахуского горизонта. Составил Д. Кальо.

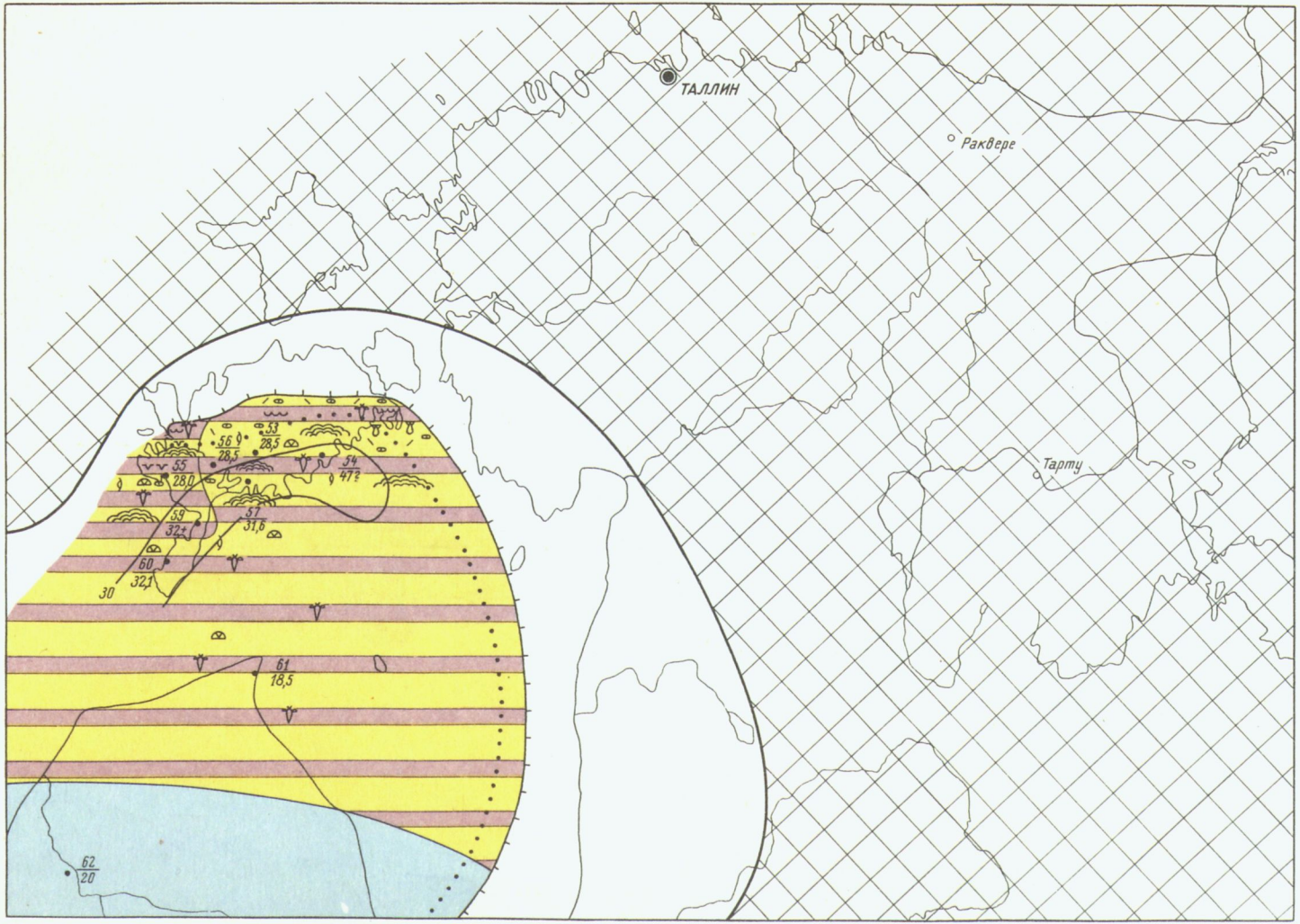



Рис. 86. Литолого-фациальная карта роотсикюлаского горизонта. Составил Р. Эйнасто.

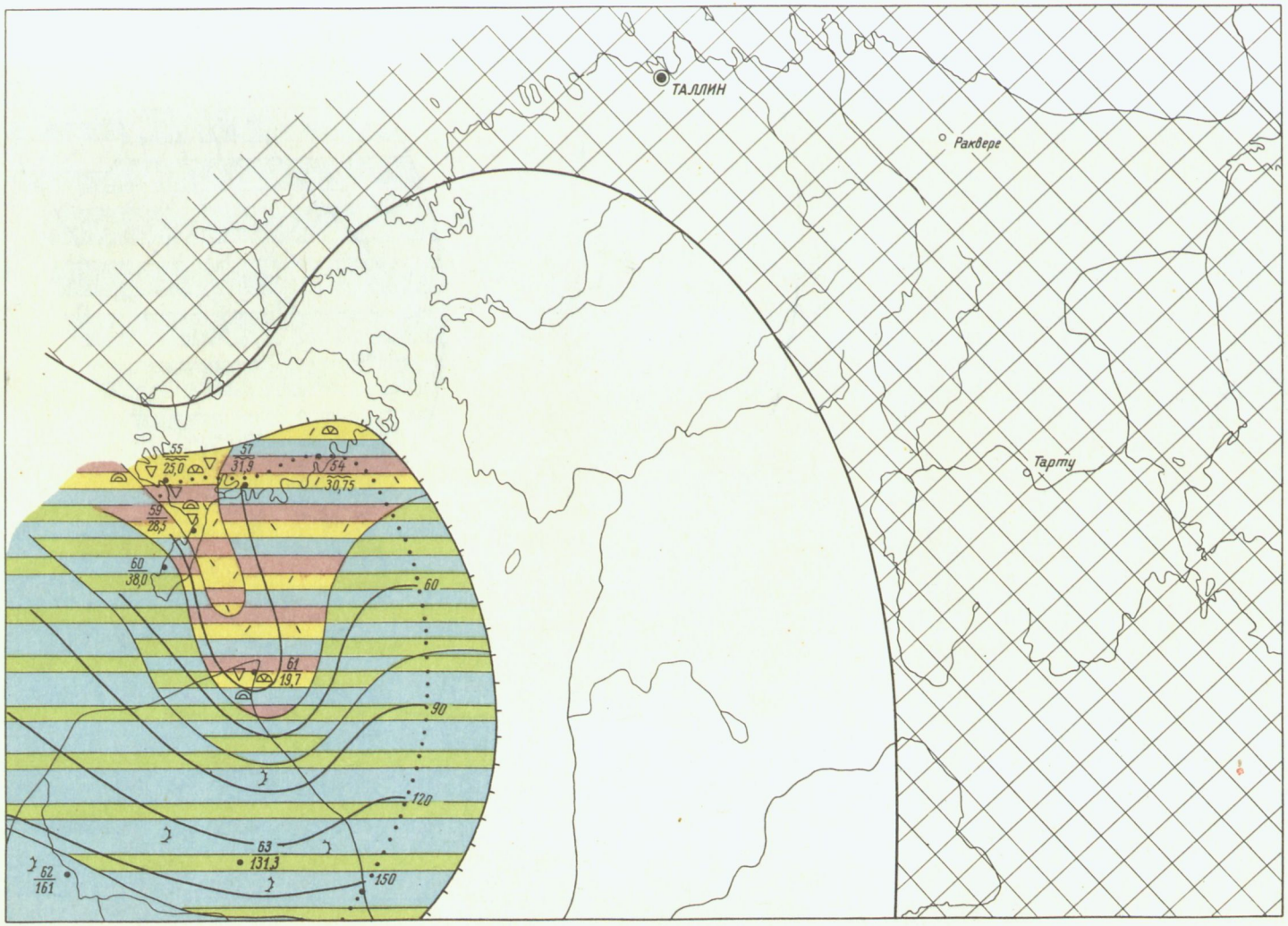



Рис. 87. Литолого-фациальная карта паадлаского горизонта. Составил Э. Клааманн.

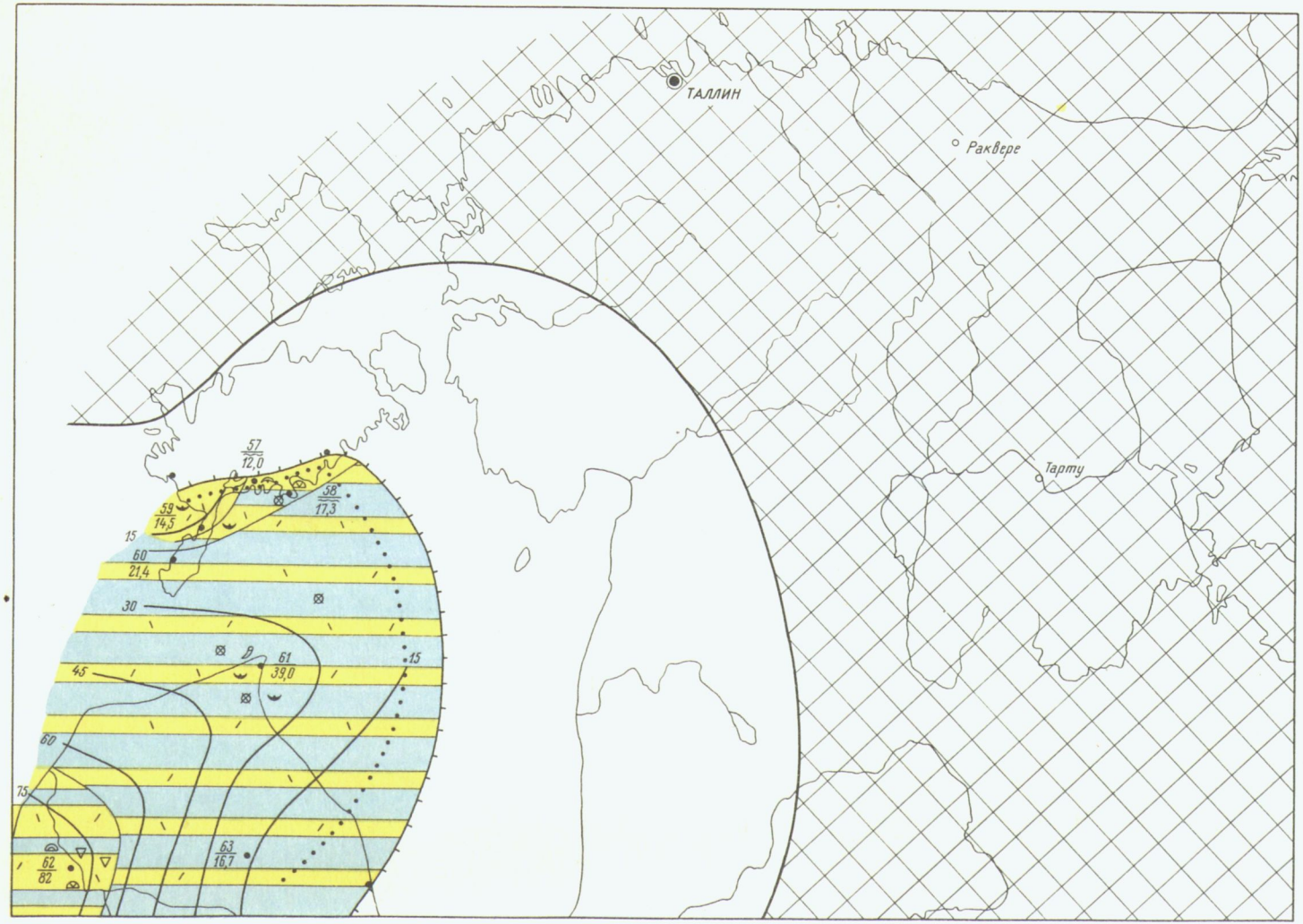



Рис. 88. Литолого-фациальная карта курессааре́ского горизонта. Составил Э. Клааманн.

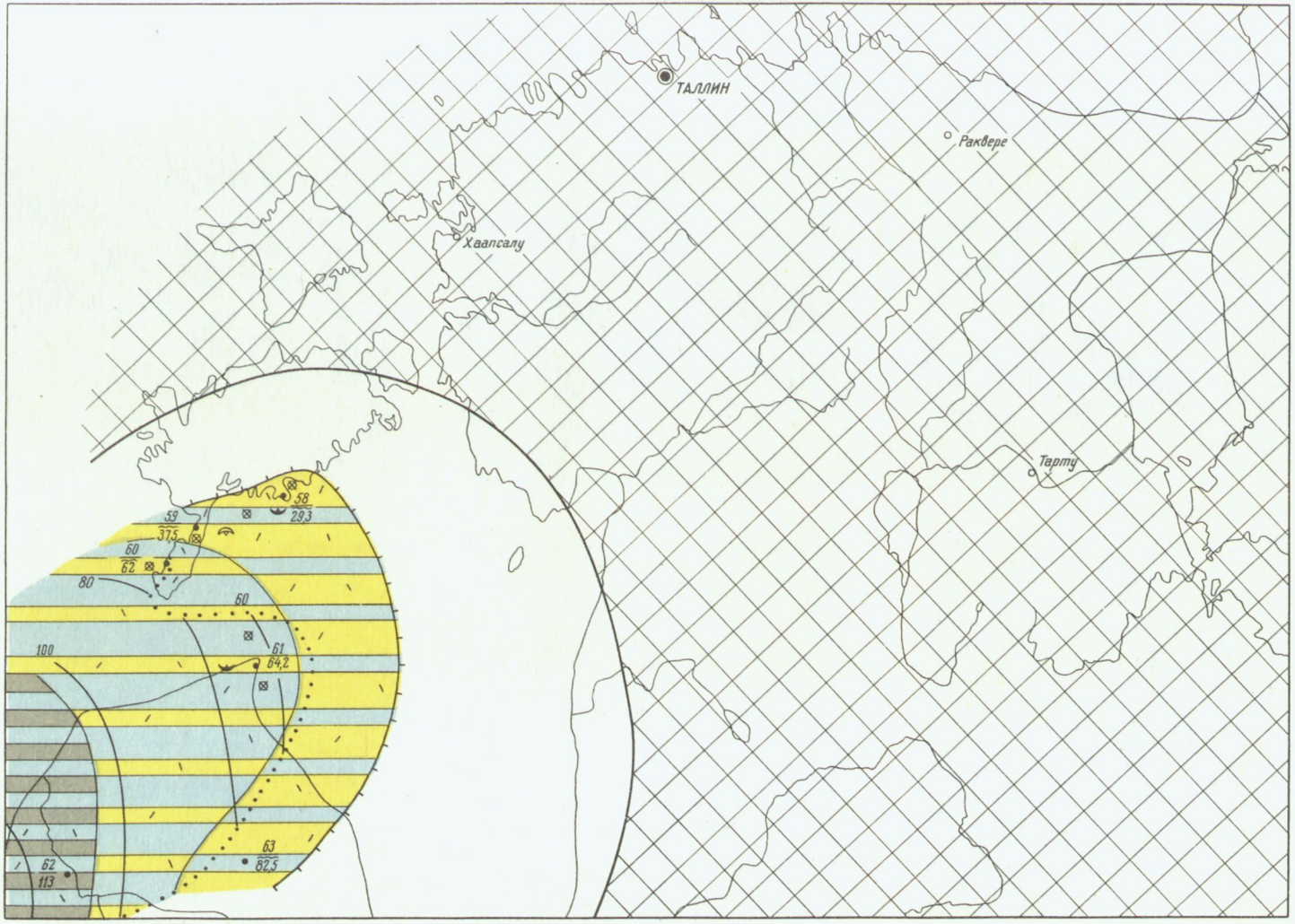



Рис. 89. Литолого-фациальная карта кугатумаского горизонта. Составил Э. Клааманн.

# ТАБЛИЦЫ I—XVI

*1.* Известняк сгустково-оолитовый несортированный с редкими мелкими гальками, фрагментами остракод и гастропод. Цемент — диагенетический кальцит. Шлиф, ×20. Скв. Кипи, глубина 34,30 м; $K_1Vs$

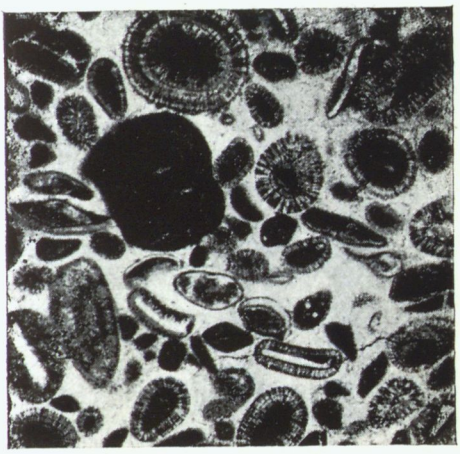
*2.* Известняк псаммитово-оолитово-онколитовый с частыми мелкими гальками и микритизированным крупным детритом; цемент — диагенетический кальцит, частично доломитизированный. Ядрами онколитов и оолитов служат почти только скелетные остатки. Шлиф, ×20. Скв. Сайкла, глубина 14,05 м; $J_2M$.

*3.* Известняк такой же (*2*). Справа — микротрещина, заполненная диагенетическим кальцитом. Шлиф, ×10. Скв. Рийумяги, глубина 12,90 м; $K_1Sn$.

*4.* Известняк псефитово-псаммитовый с чистым микритизированным детритом; цемент — диагенетический кальцит. Гальки сложены микрокристаллическим или сгустково-полидетритовым известняком. Шлиф, ×10. Скв. Рийумяги, глубина 15,35 м; $K_1Sn$.

*5.* Конгломерат плоскогалечный сгустково-детритово-псаммитовый. Гальки сложены преимущественно скрытокристаллическим известняком. Пришлифовки, ×1,3. Ручей Везику; $K_1Vs$.

*6.* Известняк глинистый псаммитово-псефитовый от мелко- до среднекристаллического с плоскими гальками. Большинство галек окаймлено зоной пиритовой импрегнации. Пришлифовка, ×1. Скв. Охесааре, глубина 31,9 м; $K_3bA$.



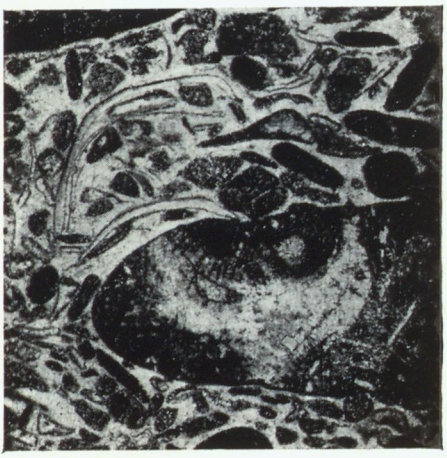
1



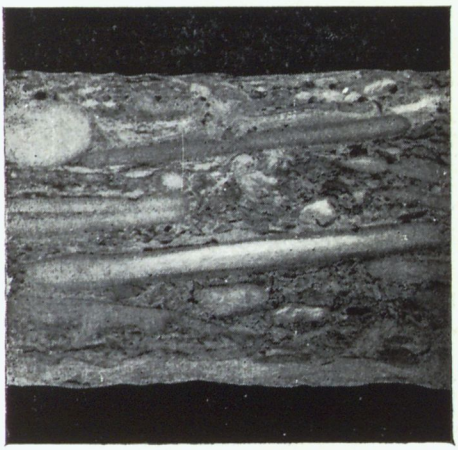
2



3



4



5



6

*1.* Конгломерат органогенный крупнодетритовый с окатанными обломками соленопорид, табулят и др. Цемент — диагенетический кальцит; небольшими участками встречается мелкокристаллическая основная масса со сгустками. Шлиф, ×10. Клиф Роопа; $K_2S$.

*2.* Известняк псаммитово-конгломератовый с диагенетическим кальцитовым цементом. Шлиф, ×10. Карьер Рохукюла; $G_{1-2}H$.

*3.* Известняк крупнодетритово-псаммитовый с диагенетическим кальцитовым цементом. Фрагменты брахиопод сильно окатаны и микритизированы. Шлиф, ×10. Скв. Кингисепп, глубина 16,0 м; $K_2U$.

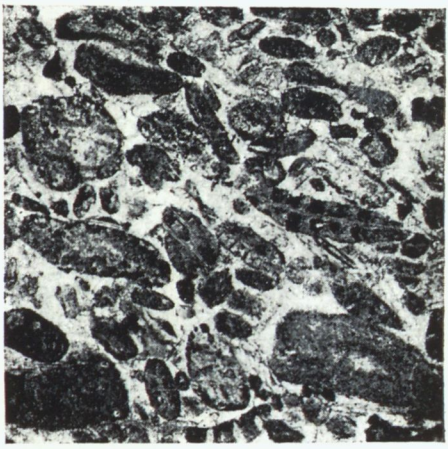
*4.* Известняк сгустково-мелкополидетритовый с более крупными известняковыми песчинками. Детрит хорошо окатанный, микритизированный. Цемент — диагенетический кальцит. Внизу — доломитовый известковый мергель с частыми мелкими фрагментами и целыми раковинами остракод. Шлиф, ×10. Скв. Везику, глубина 18,16 м; $K_1Vt$.

*5.* Известняк мелкодетритово-сгустковый с мелкокристаллическим до среднекристаллического кальцитовым цементом. Детрит частично микритизирован. Шлиф, ×20. Скв. Охесааре, глубина 155,6 м; $J_2S$.

*6.* Известняк сгустково-мелкодетритовый с диагенетическим кальцитовым цементом, вверх постепенно переходит в сгустково-мелкодетритовый известковистый доломитовый домерит (эвриптеровый). Детрит — остракодовый. Наблюдается слабо выраженная сортированная слоистость. Шлиф, × 10. Западное побережье п-ва Атла; $K_1Vs$.



1



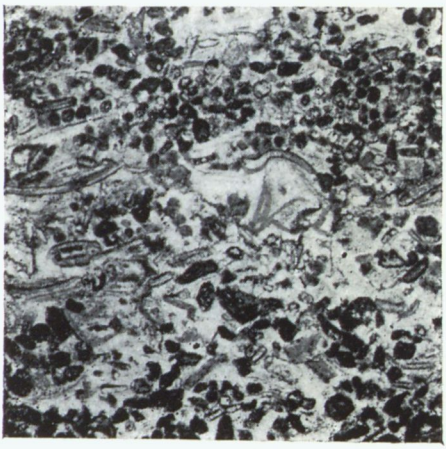
2



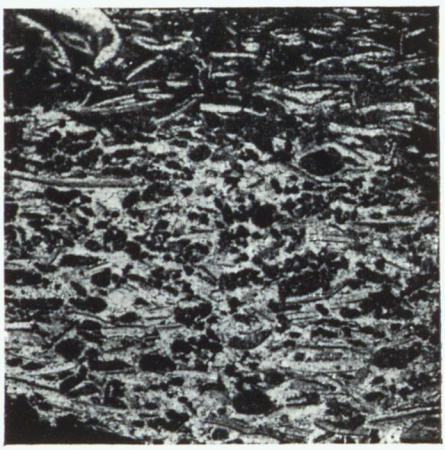
3



4



5



6

*1*. Известняк крупнодетритовый криноидный с цементом нарастания. Шлиф, ×20. Карьер Хиллисте; $G_{1-2}H$.

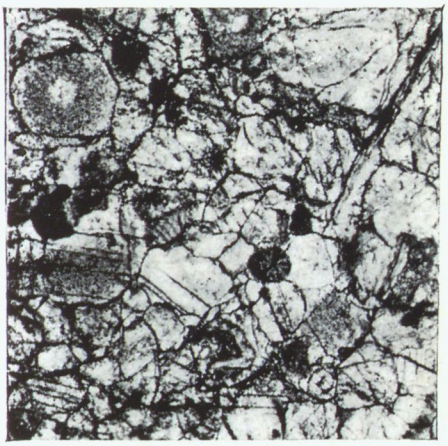
*2*. Известняк крупнодетритовый криноидный с мелкокристаллической основной массой. Шлиф, ×10. Карьер у с. Пюхалепа; $G_{1-2}H$.

*3*. Известняк полидетритовый с окатанными обломками криноидей, трилобитов, мшанок и др. Цемент — диагенетический кальцит. Шлиф, ×10. Скв. Охесааре, глубина 16,2 м; $K_3bL$.

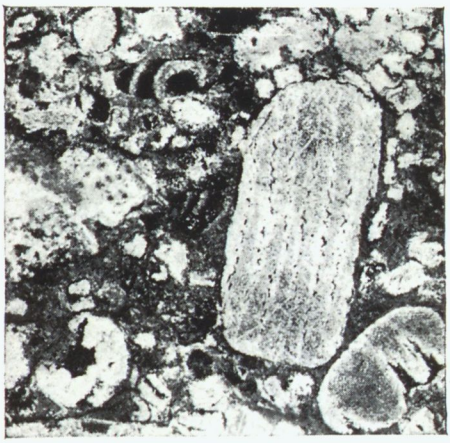
*4*. Известняк псаммитово-крупнодетритовый с неравномерно окатанными и микритизированными обломками криноидей, брахиопод и др. Цемент — диагенетический кальцит. Шлиф, ×10. Скв. Охесааре, глубина 48,4 м; $K_3bÄ$.

*5*. Известняк биоморфно-крупнодетритовый пентамеровый. Шлиф, ×10. Карьер Каарма у пос. Вяйке-Маарья; $G_{1-2}T$.

*6*. Поверхность напластования крупнодетритового криноидного известняка с члениками *Crotalocrinites*, ×1. Клиф Лыо; $K_3bL$.



1



2



3



4



5



6

*1*. Известняк биогермный коралловый с гелиолитидами и ругозами. Пришлифовка, ×1,0. Обнажение Кассари; $G_{1-2}H$.

*2*. Известняк биогермный мшанковый. Пришлифовка, ×1,0. Клиф Суурику; $J_1N$.

*3*. Поверхность напластования биоморфного кораллового глинистого известняка с *Ramusculipora*, ×1,0. Карьер Рохукюла; $G_{1-2}H$.

*4*. Поверхность напластования биоморфного брахиоподового известняка с *Zugospiraella duboisi*, ×1,0. Обнажение Оэла; $G_{1-2}V$.

*5*. Известняк глинистый биоморфный остракодово-мшанковый. В микрокристаллической основной массе встречаются сгустки и шлам. Шлиф, ×10. Скв. Охесааре, глубина 151,2 м; $J_2S$.

*6*. Известняк глинистый крупнодетритово-биоморфный с брахиоподами, табулятами и остракодами. Основная масса микрокристаллическая, сгустково-шламовая. Шлиф, ×10. Скв. Охесааре, глубина 3,0 м; $K_3bL$.



1



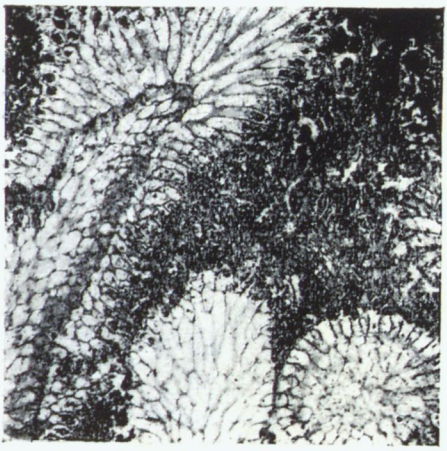
2



3



4



5



6

*1.* Известняк илисто-биоморфный гастроподово-остракодовый со скрытокристаллической основной массой. Внутри большинства раковин сгустковая структура. Шлиф, ×10. Скв. Охесааре, глубина 143,6 м; $K_1Vt$.

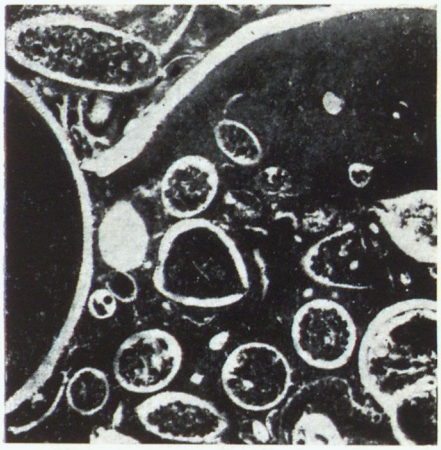
*2.* Известняк илисто-крупнодетритово-биоморфный со скелетами брахиопод, гастропод и их фрагментами. Основная масса микрокристаллическая, частично сгустковая. Шлиф, ×10. Скв. Охесааре, глубина 107,2 м; $K_2S$.

*3.* Известняк глинистый илисто-псефитово-крупнодетритовый (в основном встречаются фрагменты брахиопод). Основная масса мелкокристаллическая глинистая, местами встречается среднекристаллический кальцитовый цемент. Шлиф, ×10. Скв. Охесааре, глубина 21,6 м; $K_3bL$.

*4.* Известняк илисто-крупнополидетритовый с глинистой от скрыто- до микрокристаллической основной массой. Детрит сложен фрагментами мшанок, трилобитов и др. Шлиф, ×10. Скв. Охесааре, глубина 13,1 м; $K_3bL$.

*5.* Известняк илисто-биоморфно-полидетритовый (остракоды, гастроподы, брахиоподы, мшанки) с глинисто-доломитистой основной массой. Наблюдается послойное накопление скелетных остатков. Шлиф, ×10. Скв. Кипи, глубина 45,4 м; $K_1Vt$.

*6.* Мергель доломитистый илисто-мелкодетритовый со скрытокристаллической основной массой. В детрите преобладают членики иглокожих. Шлиф, ×10. Скв. Пангамяги, глубина 33,3 м; $J_1N$.



1



2



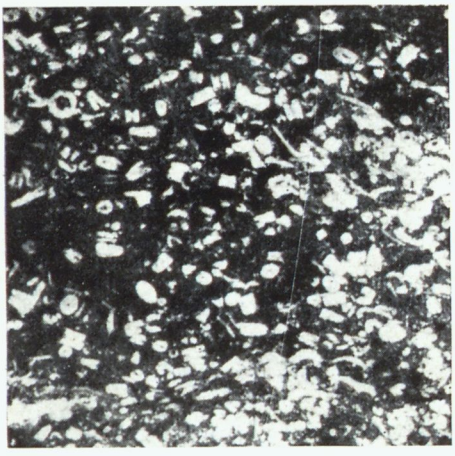
3



4



5



6

*1*. Известняк илисто-биоморфно-детритовый с глинистой доломитисто-известковой основной массой. Раковины остракод, гастропод и их несортированный детрит располагаются беспорядочно. Внизу известковый доломитовый домерит, сгустковый с редким детритом; контакт редкий, волнистый. Шлиф, ×10. Скв. Кипи, глубина 45,15 м; $K_1Vt$.

*2*. Известняк глинистый с небольшим содержанием детрита, шлама и сгустков. Основная масса породы от скрыто- до микрокристаллической. Шлиф, ×20. Скв. Охесааре, глубина 167,9 м; $J_2M$.

*3*. Мергель известковый с небольшим содержанием детрита, шлама и с микрокристаллической основной массой. В детрите преобладают фрагменты брахиопод. Шлиф, ×20. Скв. Охесааре, глубина 107,3 м; $K_2S$.

*4*. Ход более крупного илоеда в илисто-детритовом глинистом известняке (первичная структура породы видна в самой нижней части снимка). В пределах хода обломки организмов размельчены в шлам. Шлиф, ×20. Скв. Кингисепп, глубина 14,5 м; $K_2U$.

*5*. Известковый мергель доломитистый тонкозернистый. Шлиф, ×20. Охесааре, глубина 107,3 м; $K_2S$.

*6*. Доломит глинистый микрокристаллический. Шлиф, ×10. Обнажение Кирбла; $J_2P$.



1



2



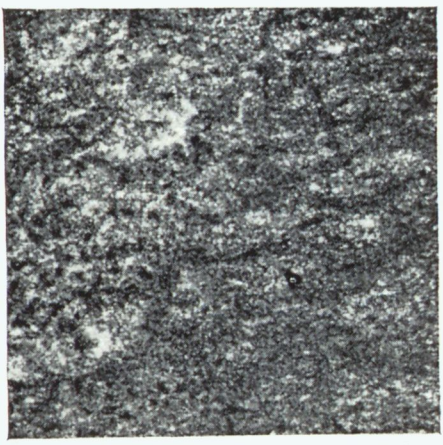
3



4



5



6

*1*. Известняк биоморфно-крупнодетритовый пентамеровый. Створки брахиопод сильно перекристаллизованы. Шлиф, ×10. Карьер Керну; $G_{1-2}T$.

*2*. Известняк псаммитово-криноидный с цементом нарастания. Членики криноидей и псаммитовые частицы сильно перекристаллизованы и устанавливаются в первую очередь по каемке микрита. Шлиф, ×20. Карьер Атла; $K_2S$.

*3*. Известняк доломитовый крупнодетритово-псаммитовый. Видны отдельные крупные зональные ромбоэдры доломита. Шлиф, ×10. Карьер Юуру; $G_{1-2}V$.

*4*. Доломитизированный известняк илисто-крупнодетритово-биоморфный пентамеровый. Шлиф, ×10. Карьер Каарма у Вяйке-Маарья; $G_{1-2}T$.

*5*. Доломит с реликтовой псаммитово-оолитовой структурой. Первичный кальцитовый цемент частично выщелочен и частично замещен кристаллами доломита. Шлиф, ×20. Скв. Рийумяги, глубина 12,9 м; $K_1Sn$.

*6*. Доломит кавернозный с мозаичной среднекристаллической структурой. Шлиф, ×20. о. Вильсанди; $J_2P$.



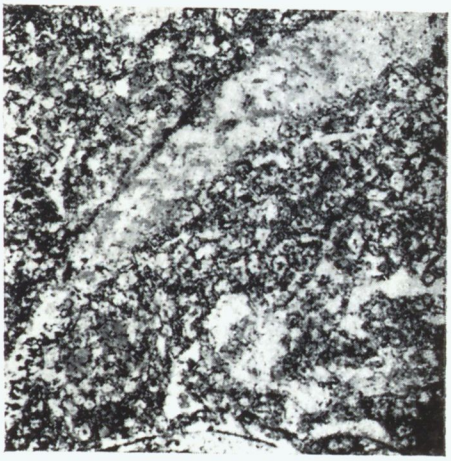
1



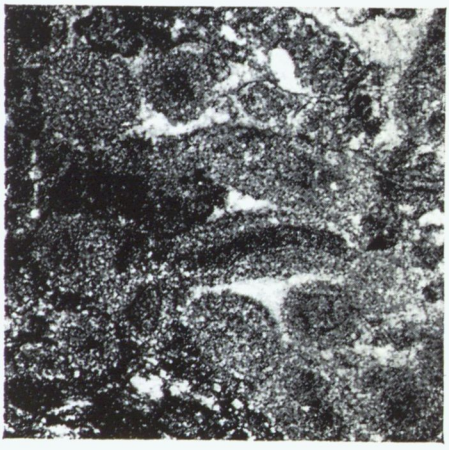
2



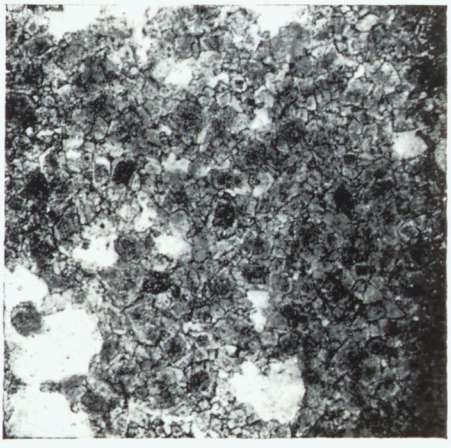
3



4



5



6

*1*. Микрослойчатость от горизонтальной до пологоволнистой, типичная для эвриптерового доломита. В середине — пиритизированная поверхность внутриседиментационного перерыва. Внизу — косоволнистая серия, нарушенная илоедами. Пришлифовка, ×1,0. Скв. Кипи, глубина 31,75—31,81 м; $K_1Vs$.

*2*. Горизонтальная микрослойчатость со своеобразными постседиментационными нарушениями, срезанными поверхностями раздела следующей серии. Характерна для доломитов кармааского типа. Пришлифовка, ×1,0. Скв. Кипи, глубина 11,2 м; $K_2H$.

*3*. Горизонтальная микрослойчатость, обусловленная чередованием шламово-сгустковых и мелкодетритовых слойков в известняке. Шлиф, ×10. Карьер Кильтси; $G_{1-2}H$.

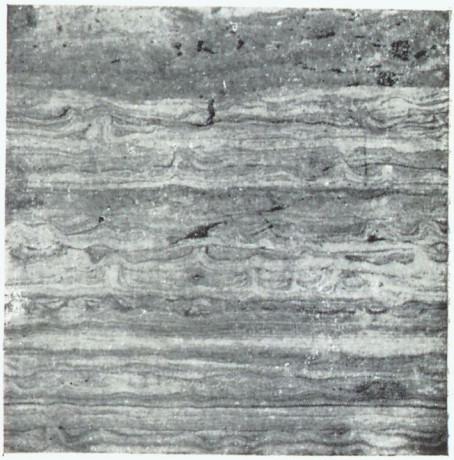
*4*. Косая микрослойчатость в шламово-мелкодетритовом известняке. Внизу слабо выраженная микростилолитовая поверхность, режущая слойки наклонной серии. Пришлифовка, ×0,9. Скв. Охесааре, глубина 155,66—155,73 м; $J_2S$.

*5*. Тонкослоистое до комковатого чередование скрытокристаллического известняка и эвриптерового доломита. Начиная с верхней поверхности известняковых прослоев встречаются частые ходы зарывания илоедов. Пришлифовка, ×1,0. Скв. Охесааре, глубина 143,49—143,55, м; $K_1Vt$.

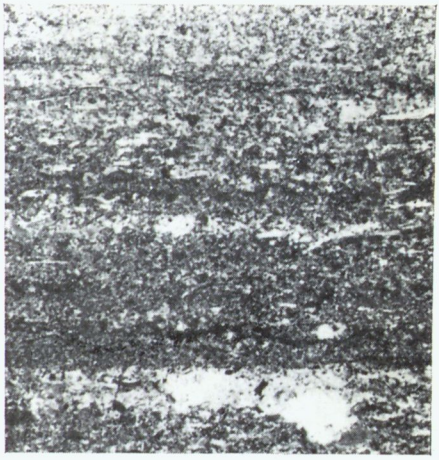
*6*. Четко выраженная среднекомковатая текстура в детритовом известняке с частыми ходами червей и мелкими пиритизированными гальками выше слабо выраженной неровной поверхности перерыва (внизу). Пришлифовка, ×1,0. Скв. Охесааре, глубина 190,3 м; $J_2P$.



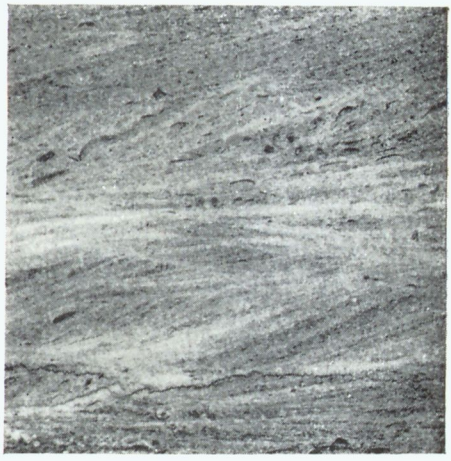
1



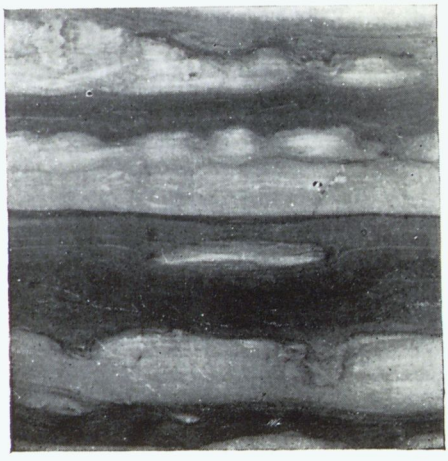
2



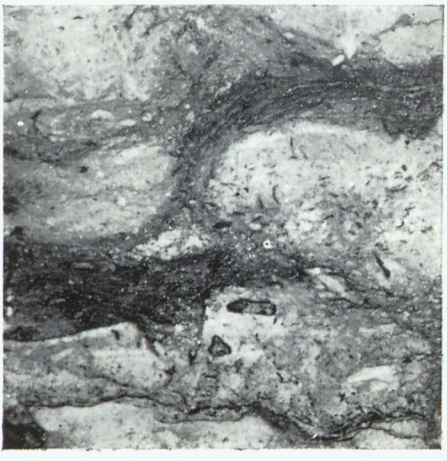
3



4



5



6

*1.* Неровная поверхность наслоения эвриптерового доломита, образованная локальным оползанием осадка. Наверху две слабо выраженные поверхности перерыва. Пришлифовка, ×0,7. Скв. Кипи, глубина 44,51—44,58 м; $K_1Vt$.

*2.* Нарушенная первичная микрослойчатость в доломите вокруг крупных трещин усыхания, обусловленная последующим увлажнением осадка. Пришлифовка, ×2,0. Клиф Аникайтсе; $K_1Sn$.

*3.* Ходы илоедов в верхней части пласта эвриптерового доломита. Пришлифовка, ×1,1. Скв. Кипи, глубина 45,93—45,98 м; $K_1Vt$.

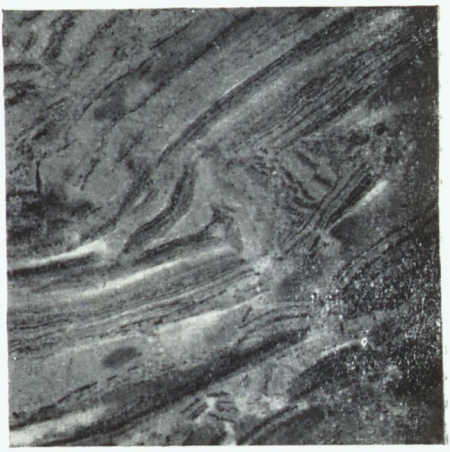
*4.* Мелкоузорчатый глинистый доломит с мелкими пиритовыми пятнами по ходам илоедов, типичный для верхов седиментационных циклов в роотсикюласком горизонте. Пришлифовка, ×1,0. Скв. Кипи, глубина 42,76—42,82 м; $K_1Vt$.

*5.* Доломит тонкокристаллический с диагенетической волнистой линзовидно-пленочной текстурой (начальная стадия стилолитообразования) внизу и с реликтовой псаммито-оолитовой структурой наверху. Шлиф, ×20. Скв. Кингисепп, глубина 46,6 м; $K_1Sn$.

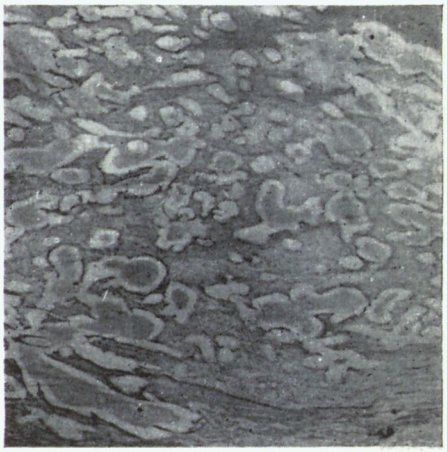
*6.* Знаки волновой ряби (аз. 324—350°) в Эйкла (см. рис. 71); $K_1Sn$.



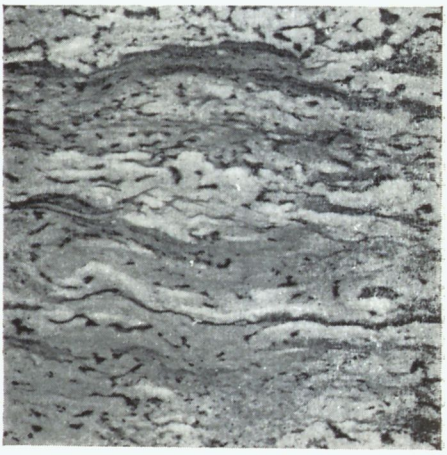
1



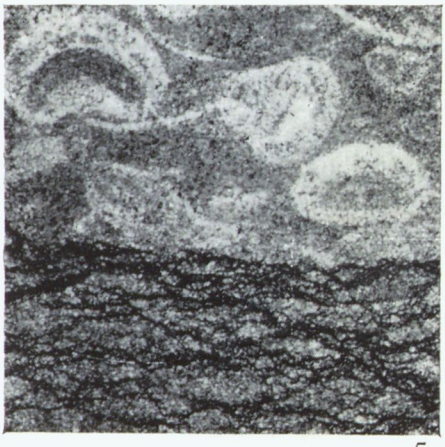
2



3



4



5



6

*1.* Неровная пиритизированная поверхность перерыва с относительно мелкими норками сверления в илисто-детритовом известняке. Выше поверхности встречаются отдельные гальки из нижележащей породы. Пришлифовка, ×1,0. Скв. Охесааре, глубина 108,1 м; $K_2S$.

*2.* Двойная неровная пиритизированная поверхность перерыва с частыми глубокими норками в илисто-детритовом известняке. Пришлифовка, ×0,9. Скв. Охесааре, глубина 110,1 м; $K_2S$.

*3.* Двойная неровная пиритизированная поверхность перерыва с гальками нижележащего слоя в углублениях и с норками сверления на выступах, являющаяся границей между седиментационными циклами. Пришлифовка, ×0,9. Скв. Кипи, глубина 38,3 м; $K_1Vs/K_1Kn$.

*4.* Неровная поверхность перерыва без импрегнации с гальками нижележащей породы в известняке. Шлиф, ×1. Обнажение Эйгу; $K_3bA$.

*5.* Гладкая пиритизированная поверхность перерыва в илисто-детритовом известняке. Шлиф, ×12. Скв. Кингисепп, глубина 28,3 м; $K_2U$.

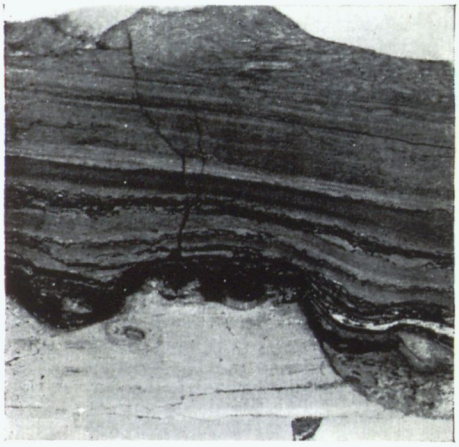
*6.* Поверхность прослоя скрытокристаллического известняка в эвриптеровом доломите с бугорками и ямками, образованными выходящими пузырьками газа при синерезисе. ×1,0. Ручей Везику; $K_1Vs$.



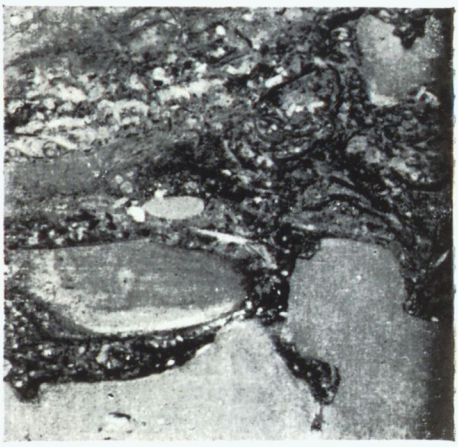
1



2



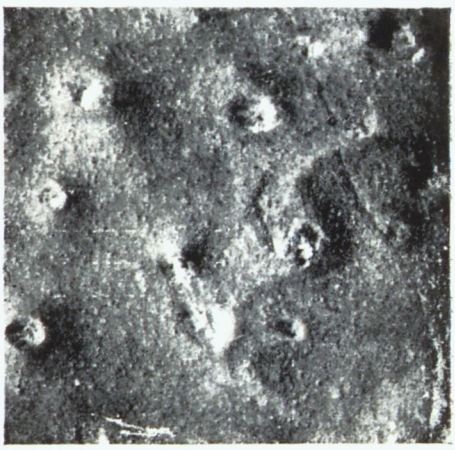
3



4



5



6

*1.* Мергель известковый с тонкокристаллической основной массой и с линзой мелкокристаллического кальцита и шлама. Шлиф, ×40. Скв. Кингисепп, глубина 12,4 м; $K_3a$.

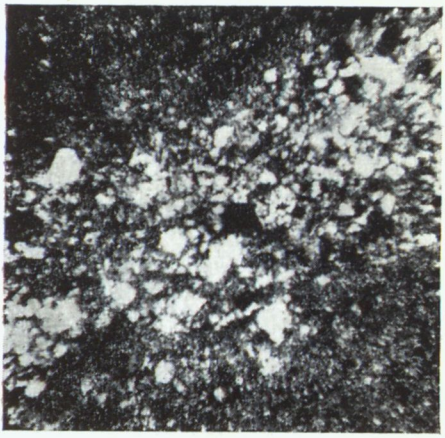
*2.* Мергель известковый доломитистый тонкокристаллический-тонкозернистый. Шлиф, ×40. Скв. Охесааре, глубина 205,7 м; $J_1P$.

*3.* Мергель глинистый доломитистый тонкозернистый с кальцитовым шламом. Шлиф, ×40. Скв. Кипи, глубина 137,0 м; $J_1P$.

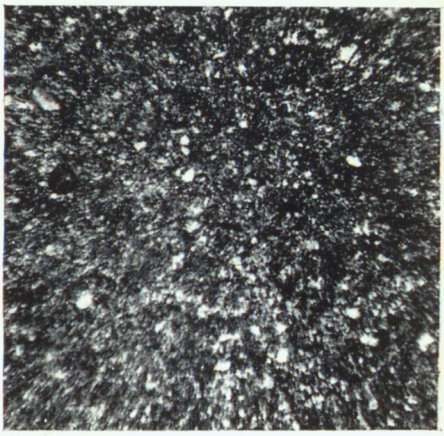
*4.* Домерит доломитовый мелкокристаллический-тонкозернистый. Шлиф, ×40. Скв. Охесааре Панк, глубина 2,1 м; $K_3bL$.

*5.* Мергель известковый тонкокристаллический-тонкозернистый с хорошо сохранившейся остракодой. Шлиф, ×40. Скв. Охесааре, глубина 373,1 м; $G_3M$.

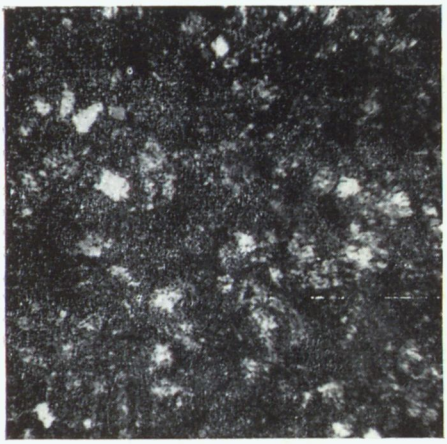
*6.* Алевролит известковый мелкозернистый-мелкокристаллический. Шлиф, ×40. Клиф. Охесааре; $K_4$.



1



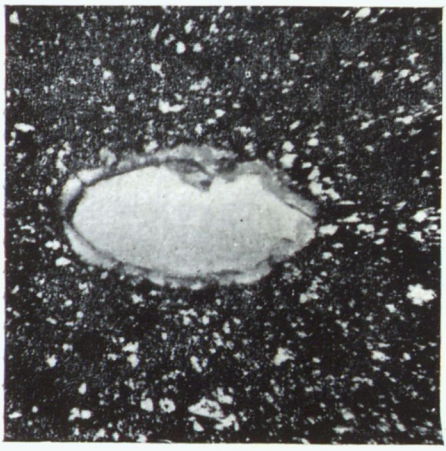
2



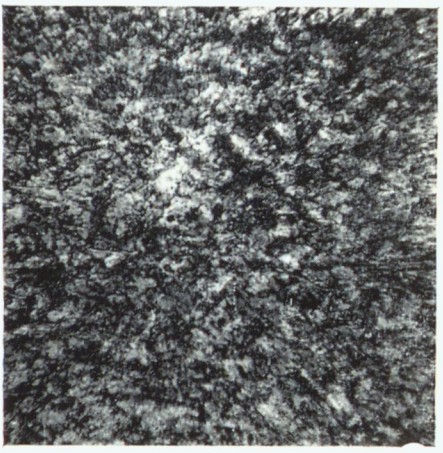
3



4



5



6

*1*. Глина доломитистая тонкозернистая-пелитовая. Шлиф, ×40. Скв. Охесааре, глубина 372,4 м; H'V.

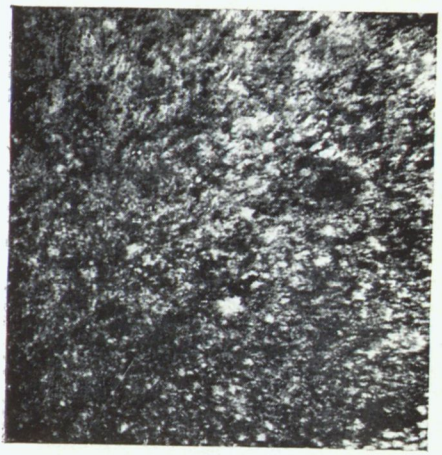
*2*. Контакт известкового мергеля с глиной. Шлиф, ×40. Скв. Кингисепп, глубина 31,3 м; $K_2H$.

*3*. Ходы илоедов в граптолитовом аргиллите, заполненные более светлым глинистым материалом. Шлиф, ×40. Скв. Охесааре, глубина 369,1 м; H'V.

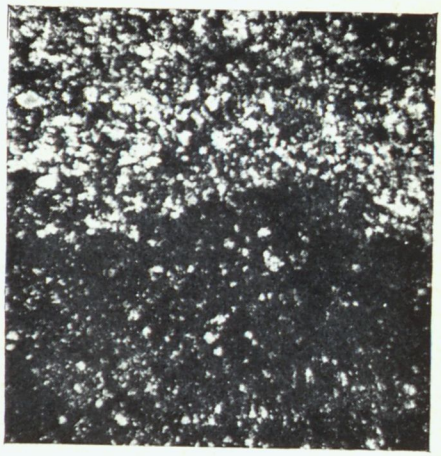
*4*. Аргиллит граптолитовый тонкозернистый. Шлиф изготовлен поперек слоистости. Видны удлиненные полоски битуминозного материала. Шлиф, ×40. Скв. Охесааре, глубина 343,7 м; $J_1T$.

*5*. Метабентонит с тонкозернистой основной массой и чешуйками биотита. Шлиф, ×40. Скв. Охесааре, глубина 323,3 м; $J_1T$.

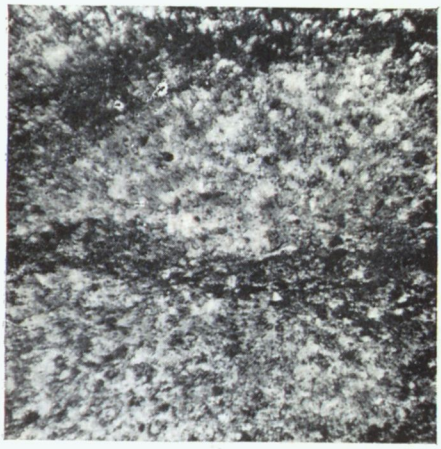
*6*. Тот же метабентонит в скрещенных николях. Хорошо видна петельчатая структура, характерная для пеплов. Шлиф, ×40.



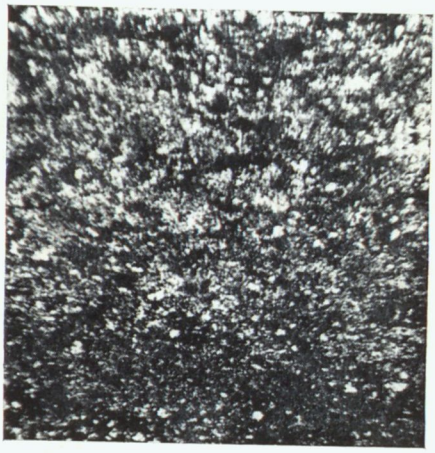
1



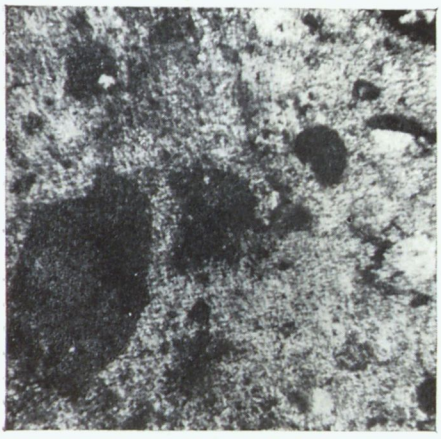
2



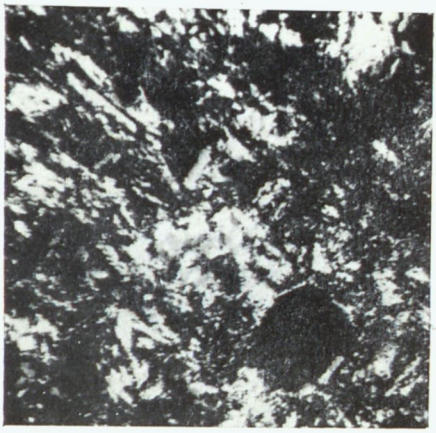
3



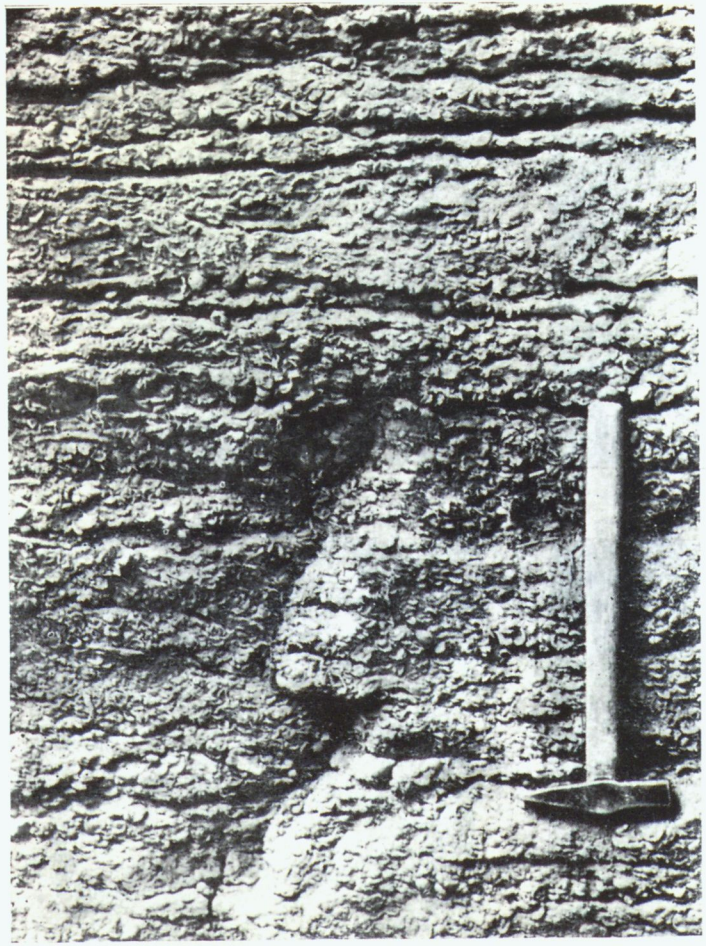
4



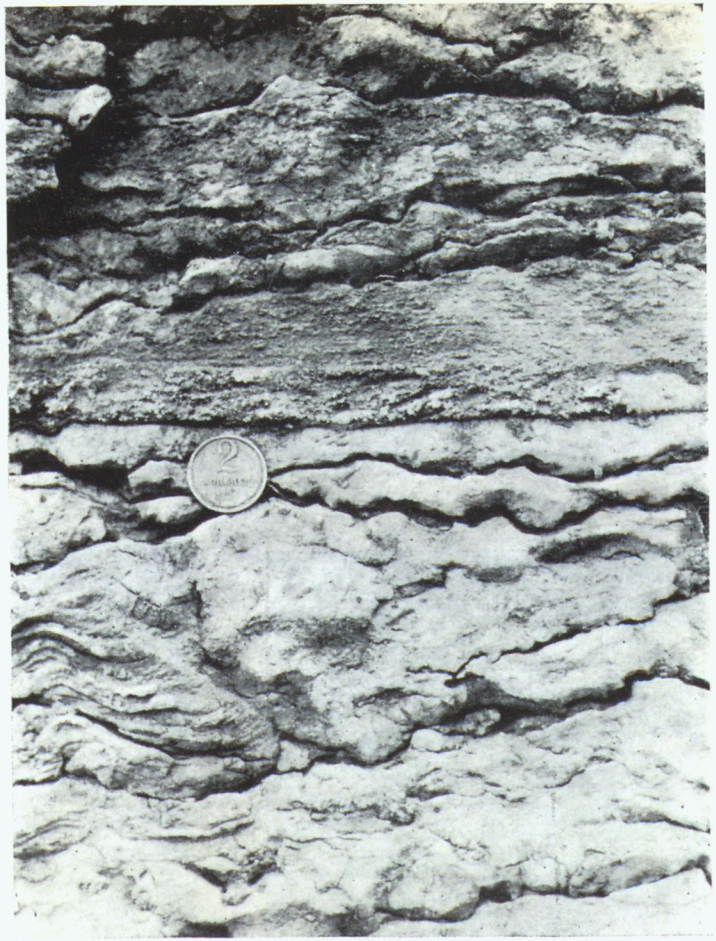
5



6



*1.* Разрез пентамерового известняка в карьере Хагуди.
*Фото А. Аалоэ.*



*2.* Разрез райккюлаского горизонта в карьере Сепакюла.
*Фото А. Аалоэ.*



1



2

1. Карьер Каарма. Обнажаются глинистые доломиты паадлаского горизонта — так наз. каармаские доломиты. *Фото А. Аалоэ.*

2. Клиф Каугатума. Стратотип каугатумаского горизонта. *Фото А. Аалоэ.*



Клиф Панга. Обнажаются мергели и глинистые известняки яаниского горизонта ($J_1P$ и $J_1N$). *Фото А. Аалоэ.*

*ТАБЛИЦА XVI*



Клиф Охесааре. Стратотип охесаареского горизонта. *Фото Э. Клааманна.*

## ОГЛАВЛЕНИЕ


Введение (*Д. Кальо*) . . . . . 5
Глава I. **Основные черты истории изучения** (*Д. Кальо*) . . . . . 11
Глава II. **Литология** . . . . . 14
Введение. Классификация отложений (*Р. Эйнасто*) . . . . . 14
Основные типы отложений . . . . . 18
Карбонатные породы . . . . . 18
Известняки . . . . . 19
Зернистые известняки (*Р. Эйнасто, А. Аалоэ*) . . . . . 19
Илисто-зернистые известняки (*Р. Эйнасто, А. Аалоэ*) . . . . . 33
Илистые известняки (*Э. Юргенсон*) . . . . . 39
Биогермные известняки (*А. Аалоэ, Р. Эйнасто*) . . . . . 41
Первичные доломиты (*Р. Эйнасто*) . . . . . 46
Терригенно-карбонатные породы (*Э. Юргенсон, А. Аалоэ*) . . . . . 55
Терригенные породы (*Э. Юргенсон*) . . . . . 64
Распределение и состав терригенного материала (*Э. Юргенсон*) . . . . . 68
Распределение и гранулометрический состав . . . . . 68
Минеральный состав . . . . . 78
Химический состав . . . . . 92
Вторичные изменения отложений (*Э. Юргенсон*) . . . . . 96
Глава III. **Фауна** . . . . . 102
Характеристика группового состава и биогеографических связей фауны (*Д. Кальо*) . . . . . 102
Биостратиграфический обзор фауны . . . . . 106
Строматопороидеи (*Х. Нестор*) . . . . . 106
Табуляты (*Э. Клааманн*) . . . . . 114
Ругозы (*Д. Кальо*) . . . . . 125
Мшанки (*Г. Г. Астрова, В. Г. Копаевич*) . . . . . 130
Брахиоподы (*М. Рубель, А. Рыымусокс*) . . . . . 140
Моллюски (*Д. Кальо*) . . . . . 150
Трилобиты (*Р. П. Мянниль*) . . . . . 153
Остракоды (*Л. Сарв*) . . . . . 157
Ракообразные, мечехвосты, скорпиономорфы (*Д. Кальо*) . . . . . 171
Разные мелкие группы (*Д. Кальо*) . . . . . 172
Конодонты (*В. Вийра*) . . . . . 174
Кислотоустойчивые микрофоссилии (*Р. М. Мянниль*) . . . . . 176
Граптолиты (*Д. Кальо*) . . . . . 170
Позвоночные (*Э. Марк-Курик*) . . . . . 185
Глава IV. **Стратиграфия** . . . . . 192
Стратиграфическая схема и корреляция силура Эстонии (*Д. Кальо*) . . . . . 192
Очерки по стратиграфии горизонтов . . . . . 204
Юуруский горизонт (*Х. Нестор*) . . . . . 204
Райккюлаский горизонт (*Д. Кальо*) . . . . . 221
Адавереский горизонт (*Д. Кальо*) . . . . . 232
Яниский горизонт (*А. Аалоэ*) . . . . . 243
Яагарахуский горизонт (*А. Аалоэ*) . . . . . 252
Роотсикюлаский горизонт (*Р. Эйнасто*) . . . . . 264
Паадлаский горизонт (*Э. Клааманн*) . . . . . 276
Курессааресий горизонт (*Э. Клааманн*) . . . . . 286
Каугатумаский горизонт (*Э. Клааманн*) . . . . . 291
Охесааресий горизонт (*Э. Клааманн*) . . . . . 297
Глава V. **Фации и развитие бассейна** (*Д. Кальо, Э. Клааманн, Х. Нестор, Р. Эйнасто, Э. Юргенсон*) . . . . . 301
Литература . . . . . 318
Eesti silur. *Resümee* . . . . . 328
Silurain of Estonia. *Summary* . . . . . 329



Академия наук Эстонской ССР. СИЛУР ЭСТОНИИ. На русском языке. Художественное оформление Т. Ару. Издательство «Валгус». Таллин, Пярнуское шоссе, 10. Редактор А. Скворцова. Художественный редактор А. Сяде. Технический редактор Л. Крикманн. Корректоры М. Лыокене и О. Кюла. Сдано в набор 17 VI 1970. Подписано к печати 31 XII 1970. Бумага 70 × 108/16. Печатных листов 21,5 + 2,5 листа вклеек + 4 вкладки. Условно-печатных листов 34,57. Учетно-издательских листов 35,14. Тираж 1200 экз. МВ-10252. № заказа 3737. Типография им. Х. Хейдеманна, Тарту, Юликооли 17/19. II. Цена 3 руб. 93 коп.

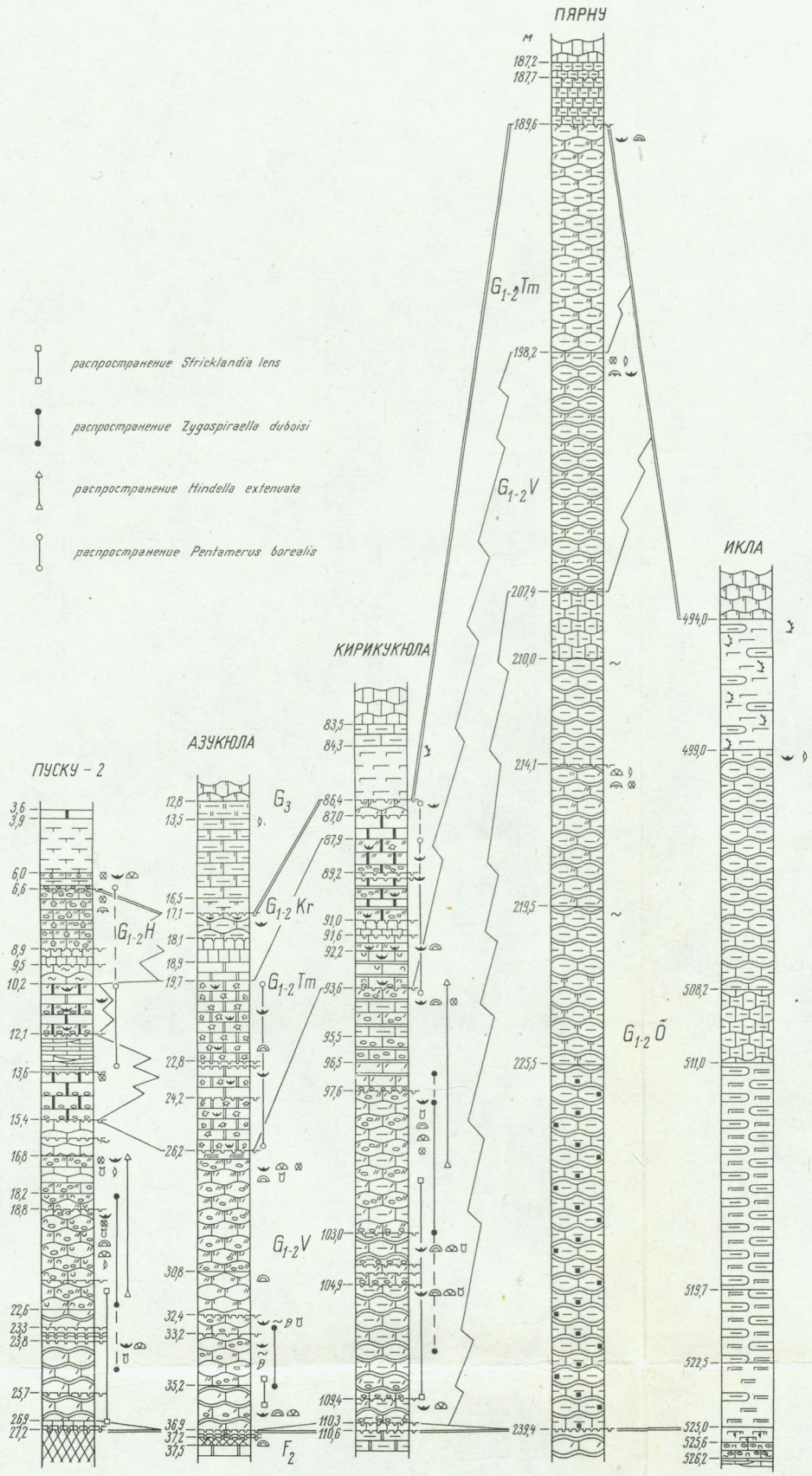



Рис. 57. Сопоставление разрезов юруского горизонта по линии *А—Б* (Пуску-2 — Икла).

$G_{1-2}$V — варболаская свита; $G_{1-2}$Õ — ыхнеская свита; $G_{1-2}$Tm — таммикуская пачка; $G_{1-2}$Kr — каринуская пачка; $G_{1-2}$H — хиллистеская пачка; $G_{1-2}$Kg — койгиская пачка.

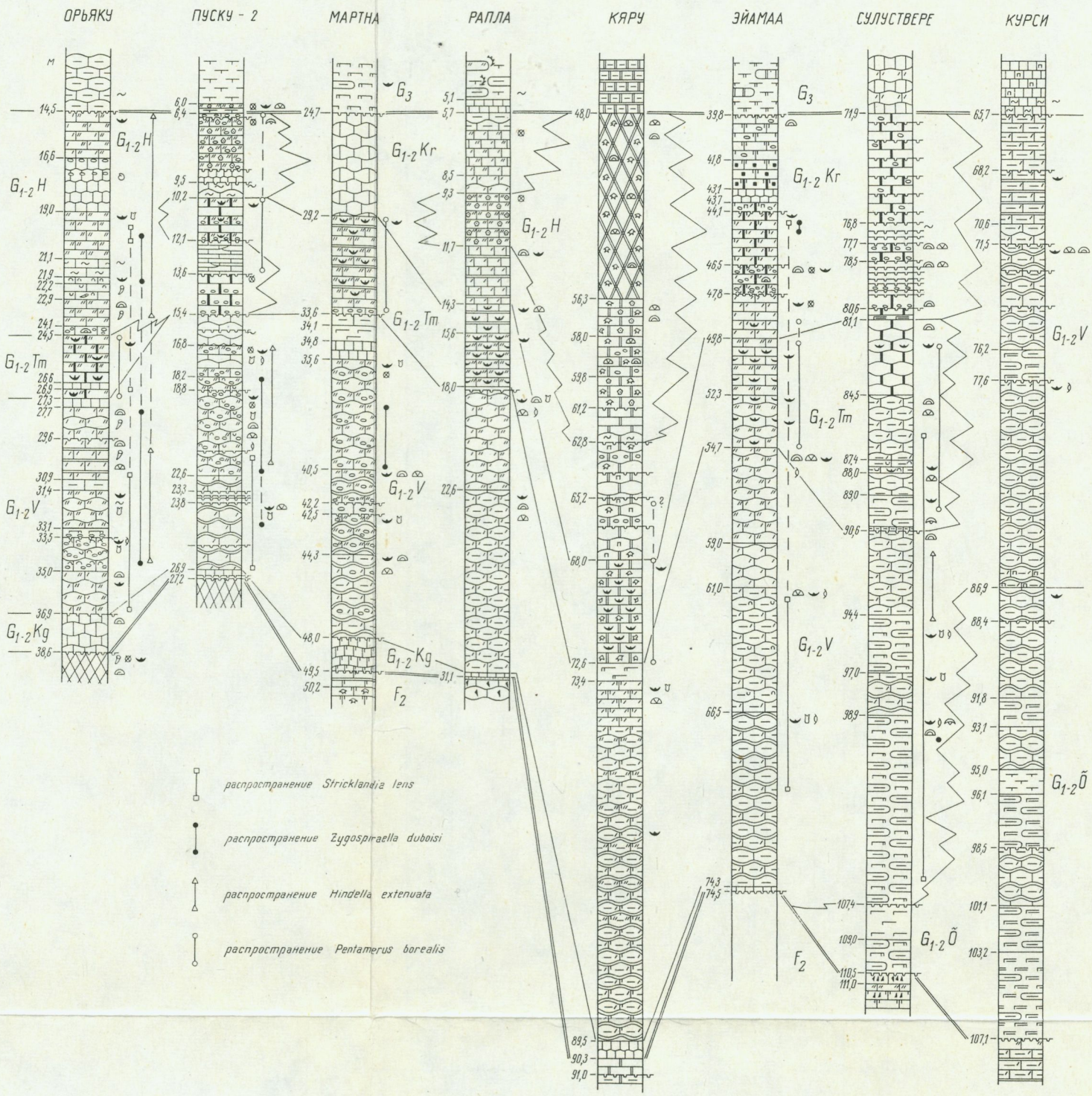



**Рис. 58. Сопоставление разрезов юруского горизонта по линии *В—Г* (Орьяку — Курси).**

Объяснение индексов см. рис. 57.

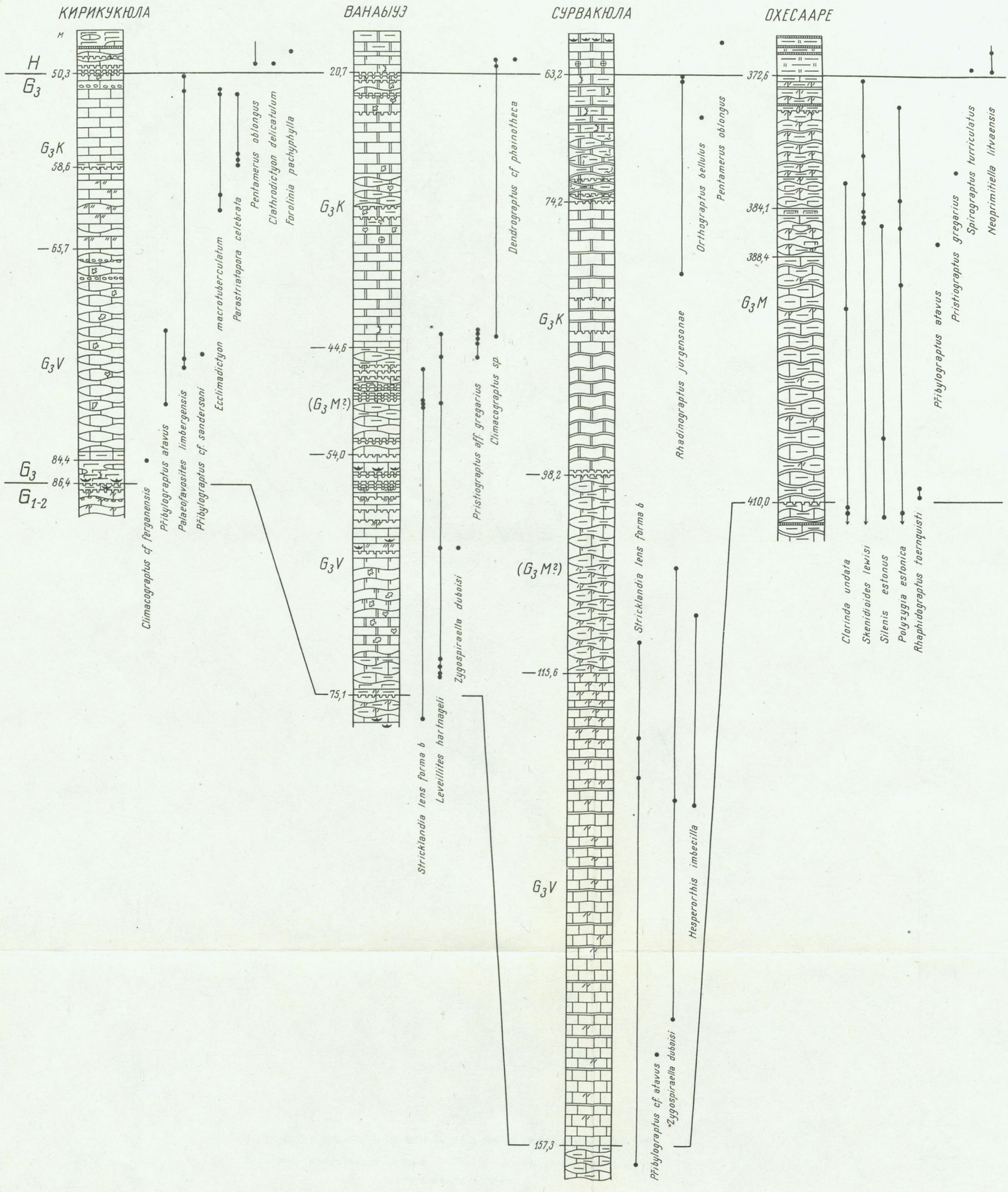



**Рис. 61. Сопоставление разрезов райккюлаского горизонта.**

$G_3V$ — вингутаская пачка; $G_3K$ — кулламааская пачка; $G_3M$ — мергелевая пачка.

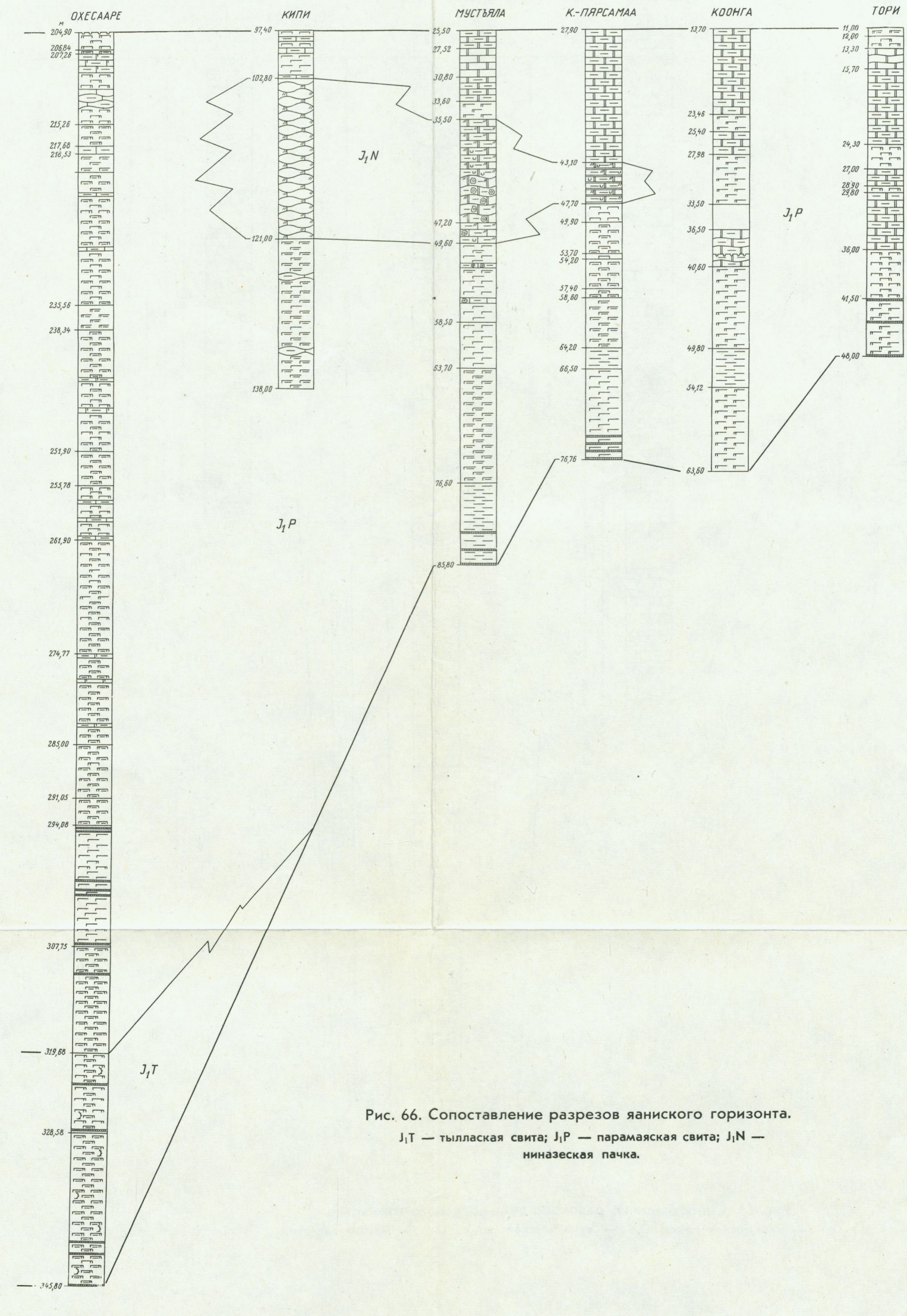



Рис. 66. Сопоставление разрезов яниского горизонта.

$J_1T$ — тыллаская свита; $J_1P$ — парамаяская свита; $J_1N$ — ниназеская пачка.

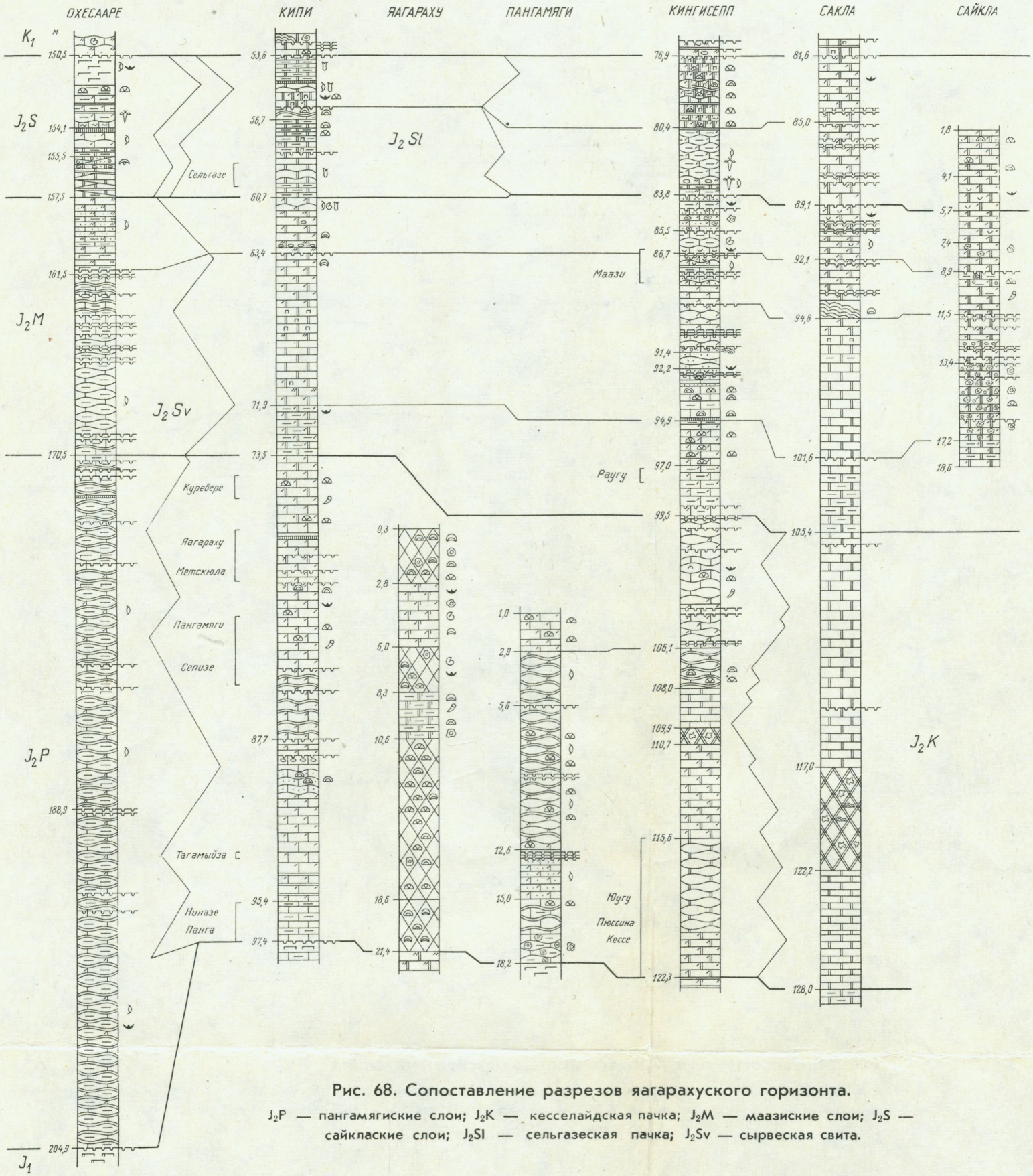



**Рис. 68. Сопоставление разрезов ягарахуского горизонта.**

$J_2P$ — пангамягиские слои; $J_2K$ — кесселайдская пачка; $J_2M$ — маазиские слои; $J_2S$ — сайклаские слои; $J_2Sl$ — сельгазеская пачка; $J_2Sv$ — сырвеская свита.

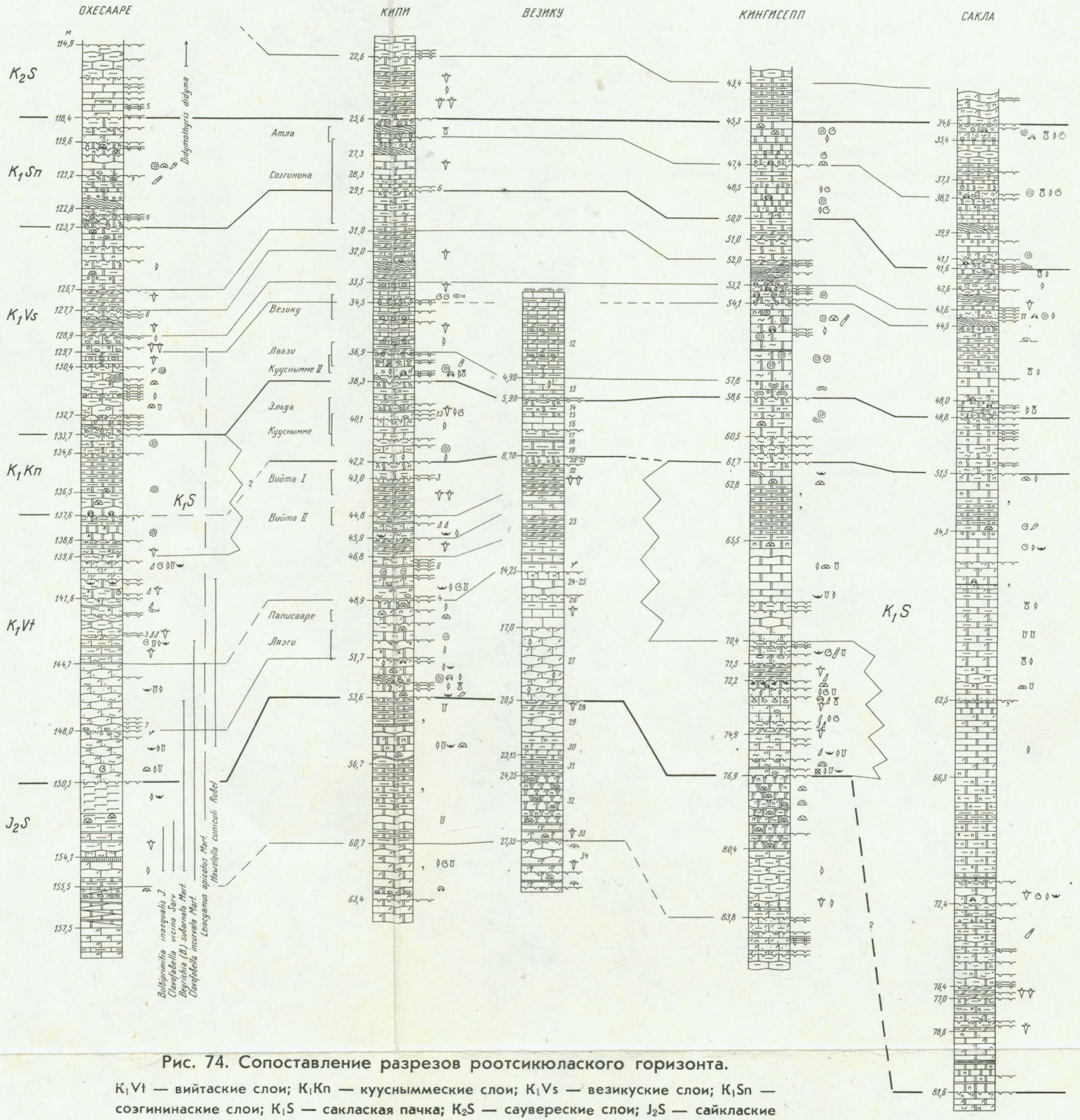



**Рис. 74. Сопоставление разрезов роотсикюлаского горизонта.**

$K_1Vt$ — вийтаские слои; $K_1Kn$ — куусныммеские слои; $K_1Vs$ — везикуские слои; $K_1Sn$ — соэгининаские слои; $K_1S$ — сакласка пачка; $K_2S$ — саувереские слои; $J_2S$ — сайкласские слои.

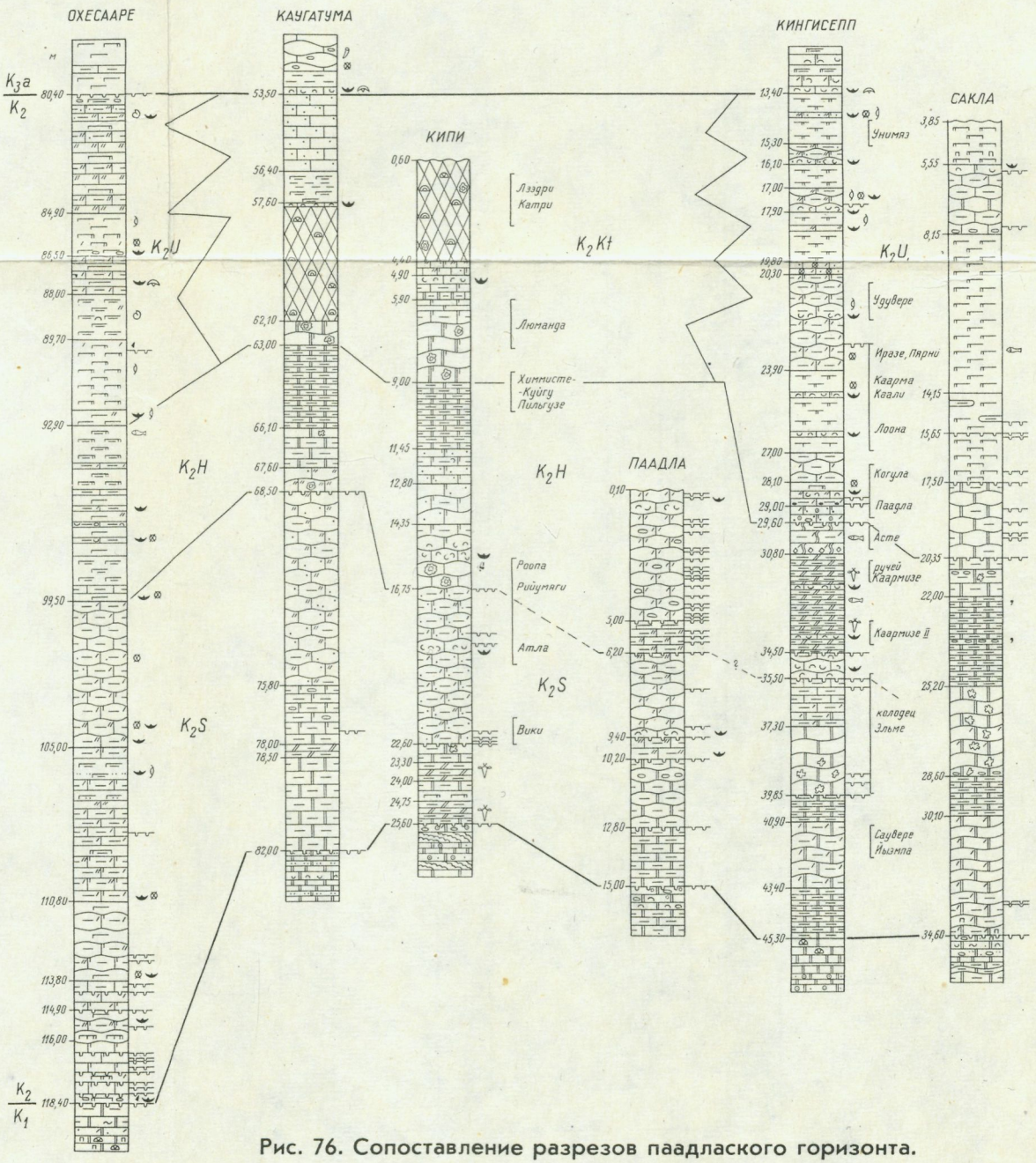



**Рис. 76. Сопоставление разрезов паадлаского горизонта.**

$K_2S$ — саувереские слои; $K_2H$ — химмистеские слои; $K_2Kt$ — катриская пачка; $K_2U$ — удувереская пачка. Справа от колонок показано приблизительное расположение разрезов основных обнажений

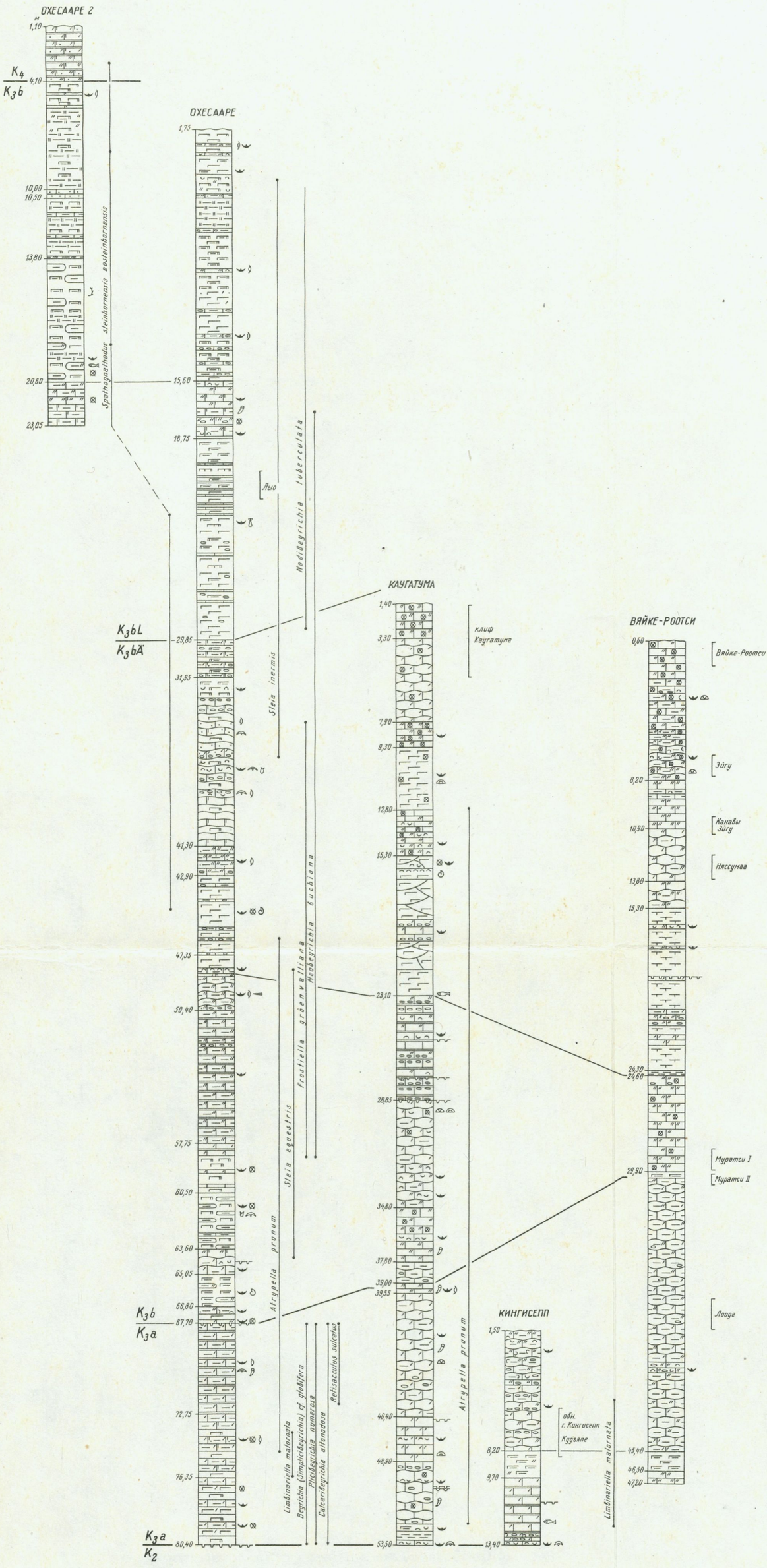
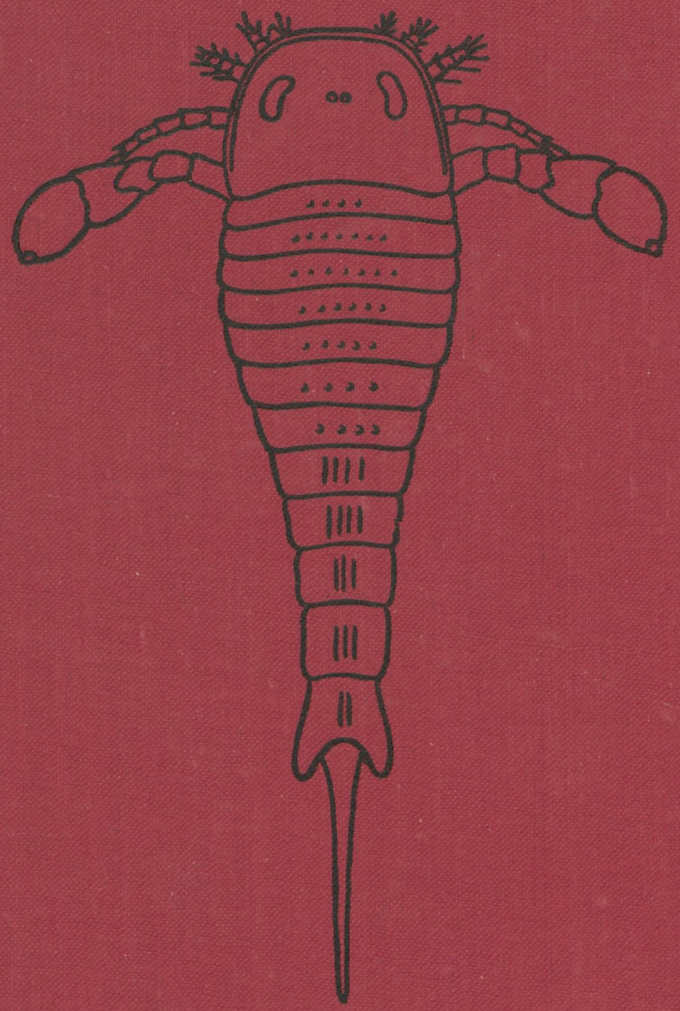



**Рис. 78. Сопоставление разрезов курессареского ($K_3a$), каугатумаского ($K_3b$) и охесаареского ($K_4$) горизонтов.**

Справа от колонок показано приблизительное расположение разрезов наиболее важных обнажений.



# СИЛУР ЭСТОНИИ

СИЛУР ЭСТОНИИ